

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

★

SZERKESZTI:
DOMBAI TIBOR

IV. KÖTET, 1. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1955

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő:
Hegedűs Ernő
Papíralak: 70x100

Ivterjedelem: 6 (A/5)
Ábrák száma: 33
Példányszám: 600
Azonossági szám: 84

Megrendelve: 1955. V. 3.
Imprimálva: 1955. VII. 16.
Megjelent: 1955. VII. 30.

Ez a könyv az MNOSZ 5601—54 és 5602—50 Á szabványok szerint készült.

7330. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.

Felelős: Vértés Ferenc.

О. АДАМ :

ПРИЧИНЫ ТОГО ЯВЛЕНИЯ, ЧТО НА НЕКОТОРЫХ ЮГО-ЗАПАДНЫХ УЧАСТКАХ ТРАНСДАНУБИИ НЕЛЬЗЯ ПОЛУЧИТЬ ОТРАЖЕНИЯ

Автор указывает на то, что зоны, не дающие отражения, на некоторых территориях обусловлены весьма большими поглотительными свойствами мощных поверхностных слоев. Это доказывается автором при помощи определения частного, полученного из величины полезной записи и из величины записи основных вибраций сейсмических каналов.

O. Á d á m :

CAUSES OF NON-REFLECTION OF SOME SOUTH-WESTERN TRANSDANUBIAN AREAS

Author states that the non-reflecting zones of some areas are caused by the considerable absorbing property of thick near-surface strata. This is proved by determination of the signal-to-noise quotient.

EGYES DNY-DUNÁNTÚLI TERÜLETEK NÉMASÁGÁNAK OKAI

ÁDÁM OSZKÁR

Az elmúlt évek folyamán a DNY-dunántúli területeken, a Zala folyó két oldalán munkánk igen sok esetben eredménytelen volt. Ezeket a területeket neveztük szeizmikusan néma foltoknak. Ilyenek gyakorisága tette szükségessé új mérési eljárások, közöttük a légrobbantás módszerének kikísérletezését [1], majd alkalmazását is ezen a területen. Ezzel a módszerrel felvételeink minősége is lényegesen javult és a «néma» részeket, foltokat szűkebb körökké vonhattuk össze. Felvételeinken a jel-zaj (ezen túl J/Z) hányados értéke igen kedvezően megnövekedett. A J/Z hányados a reflexiós hasznos jel-amplitudó és környezetében 0,1 sec-on belül jelentkező zaj-amplitudó viszonya. Ez a tanulmány ennek felhasználásával és segítségével igyekszik azt a feltevésünket igazolni, hogy ezeken a szűk körre határolt területeken a némaság okát nem a mélyszerkezetben, hanem a felszíni viszonyokban kell keresnünk.

A terület felszíni viszonyai szeizmikus szempontból a lehető legkedvezőtlenebbek. Mérési területeink mind igen tagolt, erdős, szakadékos

A kézirat 1955. január 15-én érkezett be.

helyekre estek, a 150—160 m tengerszint feletti talpmélységű völgyek sűrűn váltakoznak a 250—260 m tszf. magasságú dombháttakkal és kisebb fennsíkokkal. Az egy terítésen belüli szintkülönbség gyakran eléri a 100 m-t is.

A mélybeli geológiai viszonyok az egész területen egyformán változatosságnak mondhatók. Ez főképpen a felsőpannon rétegsorra vonatkozik, amely erősen lencsés településű. Az alaphegység felszíne is a lemélyített mélyfúrások szerint meglehetősen erodált és repedezett [4]. Mindezek azonban, mivel más ú. n. «jól» reflektáló területeken is így van, egyes nagyobb vetőzónák kivételével, amelyek eléggé ritkán fordulnak elő, nem magyarázzák a reflexiók teljes kimaradásának és a felvételek teljes energiahányának okát.

A Zala folyó a felszínt két geológiai részre osztja [3], a Zala két oldala élesen elválik egymástól. A Zala balpartján a felsőpannont az alsó és felső levantei homok és kavics, a jobbparton pleisztocén lösz borítja, általában 200 m tszf. magasság felett. Ezekkel a nagy kiemelkedésekkel azonosíthatók legtöbb hegyen a szeizmikusan néma foltok is.

A Zala folyó mindkét oldalán talákoztunk néma területekkel, ahol az energia csaknem teljes hiánya jellemezte felvételeinket. A lyukrobbantásos eljárásnál az energiahány igen nagy mértékben jelentkezett, mert a fúrásokat nem mélyítettük le a szükséges mértékben. Az utóbbi években, mint már az előzőekben is említettük, bevezettük a légrobbantásos eljárást, nagyrészt kedvezőbb J/Z hányados elérése céljából. Így rosszabb területeken is lényegesen jobb eredményt kaptunk.

Szelvényeinket már a tervezésnél úgy telepítettük, hogy lehetőleg jó területről induljanak és hasonlóan jó területen végződjenek. A reflexiós szelvények mentén, kisebb-nagyobb térközökkel általában 2000 m-enként végeztünk kisrefrakciós méréseket a kisebbességtű réteg vastagságának és sebességének meghatározására.

Feldolgozásunk lényege az, hogy egy szelvény felvételein kiválasztottuk azt a korrelálható reflexiósort, amely a szeizmogramok legnagyobb részében bármilyen gyengén is, de jelentkezik. Minden terítés közepén azonos csatornán meghatároztuk a J/Z hányadost. Az így kapott J/Z hányadost a szelvény mentén felrajzoltuk és a reflexiós beérkezések minősítését is megadtuk. A minősítések a reflexiós beérkezések biztosságát és pontosságát jelölik [2]. Az így kapott görbe fölé felrajzoltuk a szintezési szelvényt és a kisebbességtű réteg határvonalát is. A kisebbességtű rétegre vonatkozóan jellemző sebességértékeket is közlünk az ábrákon.

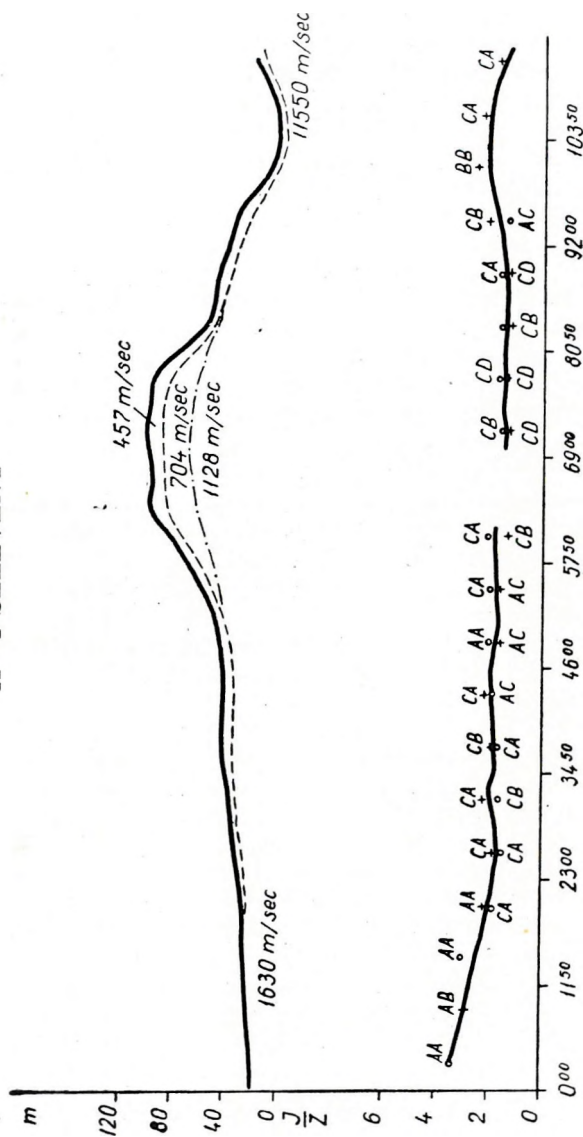
A felvételek általában egyforma, vagy közel egyforma körülmények között készültek. (A töltetnagyság 13×2 kg, szűrés 36 Hz-es. Minden felvételünket kevertük, mindkét szomszédos csatornára 25—25%-os áthatással.)

A szelvények értelmezése

A vizsgálatot öt szelvényen végeztük el. A Zala folyó jobbpartján egy (X—1), a balpartján három (Y—1, 2, 3) szelvényen és egy szelvényen (Z—1) a zalai területtől távolosó, ú. n. «jól» reflektáló területen.

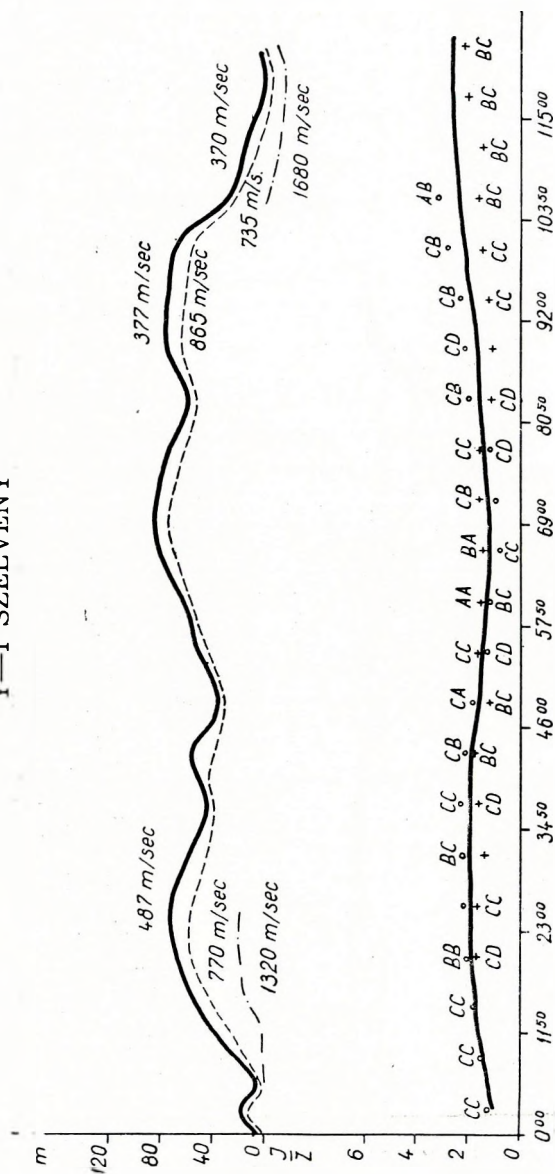
Az ábrákon felrajzolt J/Z hányadosok görbéje (1—4. ábra) ellentétes

X-1 SZELVÉNY



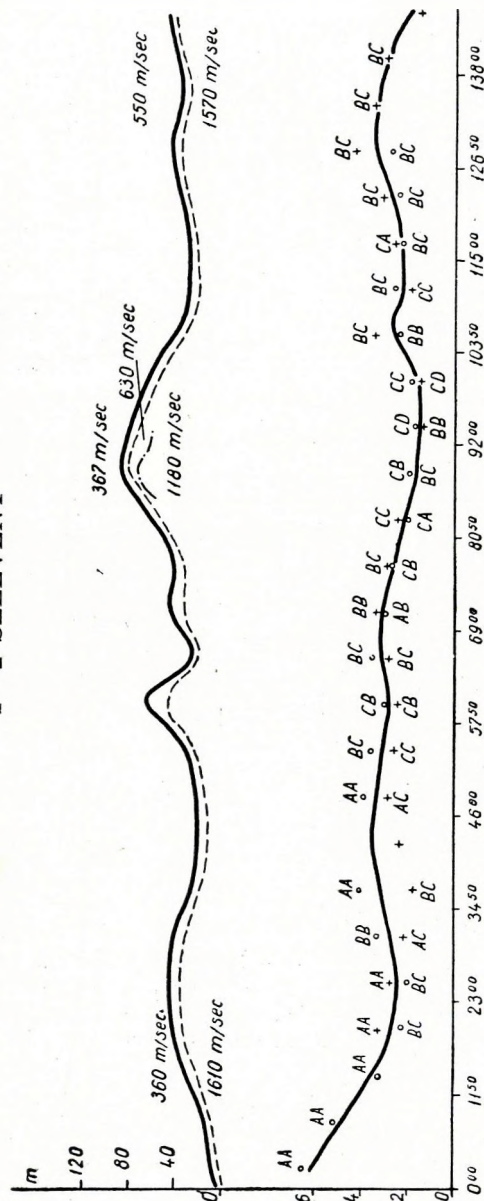
1. ábra

Y-1 SZELVÉNY

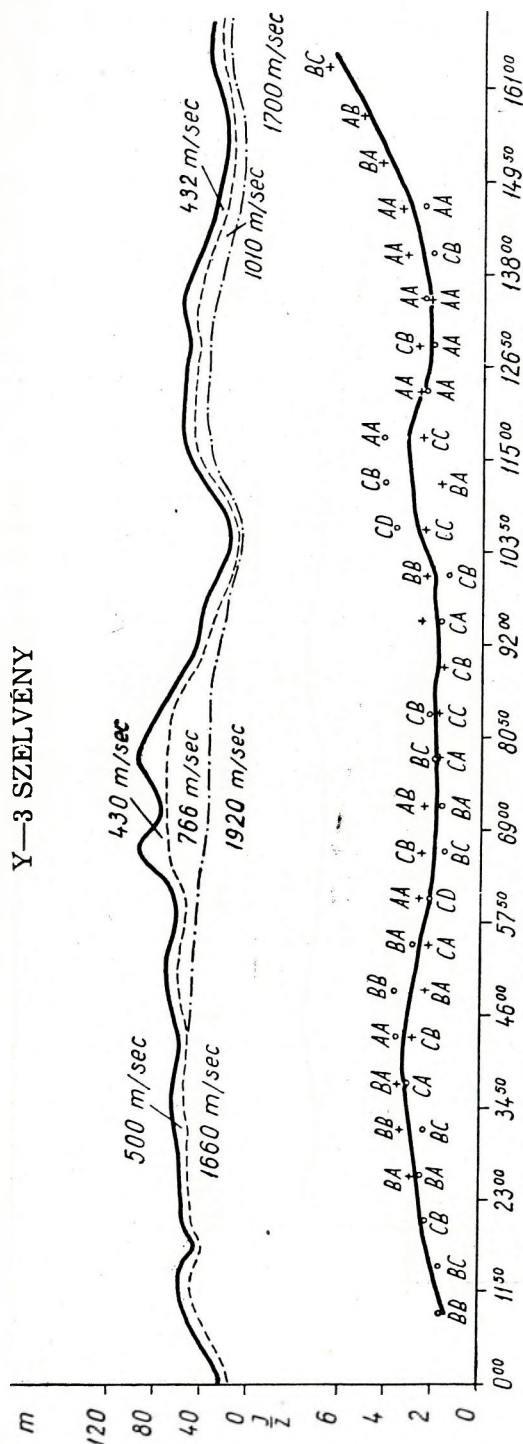


2. ábra

Y-2 SZELVÉNY



3. ábra



4. ábra

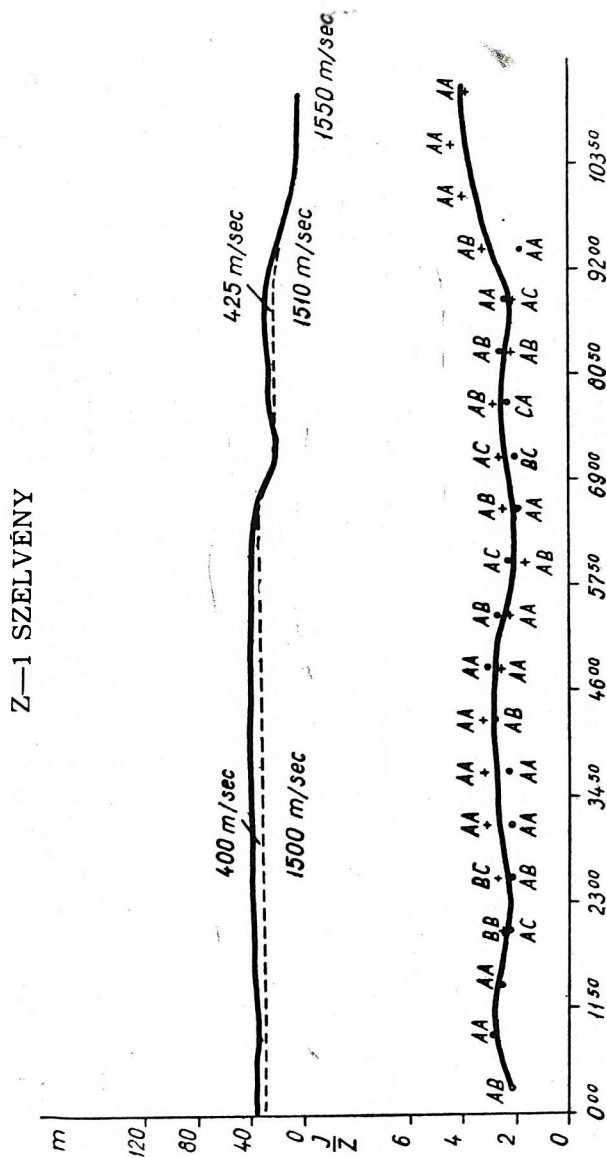
irányban követi a felszín hullámait, természetesen nem élesen. Az $X-1$ szelvény (1. ábra) közepén eredményt egyáltalán nem kaptunk. A J/Z hányados minimális értéke $1-1,75$ között van általában, míg a maximum gyakran eléri a 4-et is.

A reflexiók beérkezése minősítése a legmagasabb helyen a leggyengébb, $CB-CD$ jelű, esetleg minősítés nélküli.

Általában a magasabb részek alatt két, esetleg három kisebbességű réteget is találunk. Az energia elnyelés elég nagymértékű volt, hogy a második sebesség már egyáltalán nem jelentkezett. Az 1600—1700 m/sec-os réteg felszínének meghatározásához hosszabb szelvényre is lényegesen nagyobb töltetre volt szükség.

A $Z-1$ szelvényen (5. ábra), amelyet «jó» reflektáló területen készítettünk, a felszín majdnem sík és nagyobb magasságkülönbség nem fordul elő. A J/Z hányados sehol nem csökken a 2 alá. A kiserrekciónak az időgörbék legfeljebb egy vékony kis-sebességű réteget jeleznek.

Végeredményben megállapíthatjuk azt, hogy a némaságot a Zala folyó területén elsősorban a nagyvastagságú kissebességű réteg okozza. A folyó jobb oldalán ez a lösszel, míg a baloldalon a levantei emeleték kavicsával és ho-



5. ábra

mokjával azonosítható. Rendkívüli módon megnehezíti a kiértékelést a terep nagymérvű egyenetlensége is, amely sok esetben a még könnyen felismerhető reflexiós beérkezéseket is eltorzítja. Természetesen eltérő ok is előfordulhat — nagyobb vetőzóna, magas zavarnívó —, amelyek hatása hasonló.

E beszámolóban feldolgozott anyag üzemi munka közben és felvételek alapján készült. Megállapításai csupán alapul szolgálhatnak egy pontosabb és külön e célra szolgáló eszközökkel ellátott csoport munkájához.

Ez a dolgozat a Geofizikai Intézet szeizmikus osztályán készült.

IRODALOM

1. GÁLFI JÁNOS: A levegőben robbantás módszerének alkalmazása a hazai szeizmikus kutatásokban. Geofizikai Közlemények I. kötet, 11. sz.
2. GÁLFI JÁNOS: Utasítás reflexiós mérések végzésére és az észlelési adatok kiértékelésére. Geofizikai Intézet, 1953.
3. SÜMEGHY JÓZSEF: Földtani megfigyelések a Zala—Rába közé eső területről. Földtani Közl., 1923, 53. kötet.
4. SZÉNÁS GY. és ÁDÁM O.: Szeizmológiai viszonyok DNy-Magyarországon. Geofizikai Közl., II. kötet.

И. Б. ХААЗ:

ПОПРАВКА ЗА ТЕМПЕРАТУРУ ПРИ ИЗМЕРЕНИЯХ, ВЫПОЛНЕННЫХ ГЕОМАГНИТНЫМ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫМ ПРИБОРОМ ТИПА ВМЗ.

При вычислении поправки за температуру при измерениях, выполненных геомагнитным измерительным прибором типа ВМЗ, весьма неприятно то обстоятельство, что коэффициент температурного влияния является функцией еще не известной величины Z , вычисляемой из измерений. Автор указывает на то, что при помощи некоторого преобразования формулы вычислений температурное влияние определяется очень просто и без знания вычисляемой величины Z .

I. B. Haáz:

L'EFFET DE LA TEMPÉRATURE DANS LES MESURES DE ВМЗ

Dans les calculs des mesures faites avec le ВМЗ, il y a une désagrément parce que le coefficient de température est la fonction de Z encore inconnue. Selon la formule transformée de l'auteur, on peut calculer très facilement l'effet de la température sans connaître la valeur de Z .

ВМЗ-МÉRÉSEK HŐMÉRSÉKLETI JAVÍTÁSA

HAÁZ ISTVÁN BÉLA

A ВМЗ-műszerrel végzett Z -mérések hőmérsékleti javításának kiszámításában igen kényelmetlen az a körülmény, hogy a *hőmérsékleti hatás együtthatója* a mérésből kiszámítandó, tehát a számítás során még ismeretlen Z értékének függvénye. Ezért először a hőmérsékleti együttható közelítő értékével ki kell számítani Z közelítő értékét, és az ennek alapján adódó pontosabb hőmérsékleti együtthatóval kell a számítást elvégezni. Ha az így kiszámított Z értéke annyira eltér a közelítő Z -értéktől, hogy ehhez a Z -értékhez már más hőmérsékleti együttható tartozik, akkor a számítást ezzel a helyesebb hőmérsékleti együtthatóval meg kell ismételni.

A jelen közleményben azt kívánom megmutatni, hogy ezt a nehézkes eljárást el lehet kerülni: a hőmérsékleti hatást a kiszámítandó Z ismerete nélkül is ki lehet számítani.

A kézirat 1954. április 24-én érkezett be.

A BMZ-mérések eredményéből Z értéke a következőképpen számítható ki:

$$Z = Z_0 - \alpha \tau \quad (\tau = t + 2 \Delta t),$$

ahol Z_0 az észlelésből kiszámított és a hőmérsékleti hatást még magában foglaló Z értéke, α a hőmérsékleti hatás együtthatója, t a hőmérséklet, Δt pedig a hőmérséklet percenkénti változása. A $t + 2 \Delta t$ összeget a *hőmérsékleti hatás két tagjának összefoglalására* jelöltük τ -val.

α a kiszámítandó Z -nek jó közelítésben *elsőfokú függvénye*:

$$\alpha = a + bZ$$

Tehát

$$Z = Z_0 - (a + bZ) \tau$$

Ez elsőfokú egyenlet Z meghatározására, amelynek megoldása:

$$Z = Z_0 - \frac{a + bZ_0}{1 + b\tau} \tau$$

A hőmérsékleti hatást kifejező tag itt már nem Z -t, hanem Z_0 -t tartalmazza, de a hatás együtthatója:

$$\alpha = \frac{a + bZ_0}{1 + b\tau}$$

nemcsak Z_0 -nak, hanem τ -nak is függvénye. A számlálóban levő $a + bZ_0$ nyilván a $\tau = 0$ -hoz, azaz a $Z = Z_0$ -hoz tartozó hőmérsékleti együtthatót jelenti. Jelöljük ezt α_0 -val és végezzük el a következő azonos átalakítást:

$$\alpha = \frac{\alpha_0}{1 + b\tau} = \alpha_0 - \frac{\alpha_0 \cdot b \cdot \tau}{1 + b\tau}$$

Ez az eredmény a

$$\Delta \alpha = - \frac{\alpha_0 b \tau}{1 + b\tau}$$

jelölés alkalmazásával így fejezhető ki:

$$\alpha = \alpha_0 + \Delta \alpha$$

Tehát a kiszámítandó Z -hez tartozó α hőmérsékleti együtthatót úgy kaphatjuk meg, hogy a Z_0 -hoz tartozó α_0 hőmérsékleti együtthatót az α_0 -tól és a τ hőmérséklettől függő $\Delta \alpha$ -val megjavítjuk.

Tekintettel a , b , Z_0 , α_0 és τ tekintetbe jövő értékeinek nagyságrendjére és értékváltozásaik tartományaira, $\Delta \alpha$ tekintetbe jövő értékei elég kicsi-

nyek ahhoz, hogy *kis terjedelmű táblázatba* legyenek foglalhatók, amely táblázat az illető műszerre vonatkozó közepes b és α_0 értékre készülhet és csupán egy változó, τ értékei szerint halad.

Intézetünk 59. sz. BMZ műszerére vonatkozóan $a = 0$, b értéke pedig segédmagnes nélkül és segédmagnes alkalmazása esetén segédmagnesenként és a segédmagnesek kétféle helyzetében is különböző; értékhatárai:

$$0,000\ 363 < b < 0,000\ 375$$

A műszer mérési tartománya

$$38\ 719 \leq Z_0 \leq 45\ 063$$

Ennek megfelelően α_0 értékváltozásának tartománya:

$$14,0 < \alpha_0 < 17,0$$

A hőmérséklet nálunk tekintetbe jövő értékei:

$$-10^\circ < \tau < 35^\circ$$

(Az adatok $[Z] = \gamma$, $[\tau] = C^\circ$ egységrendszerben értendők.)

$\Delta\alpha$ e határok között $\Delta\tau \approx 1,75^\circ$ -onként változik 0,01-dal és a táblázatot 0,01-nál (szélső esetben 0,015-nél) kisebb hibával

$$b = 0,000\ 369$$

$$\alpha_0 = 15,5$$

közepes értékekre számítható. Ezekkel az adatokkal:

$$\begin{array}{ll} \tau = -10^\circ \text{ esetén} & \Delta\alpha = +0,06 \\ \tau = 35^\circ \text{ „} & \Delta\alpha = -0,20 \end{array}$$

Tehát ha a $\tau = 0$ -hoz tartozó $\Delta\alpha = 0$ adatot, mint magától értetődőt kihagyjuk, akkor műszerünk teljes mérési tartományára és a hőmérséklet nálunk tekintetbe jövő összes értékeire vonatkozóan elég kis terjedelmű, mindössze 26-soros táblázat 0,01 (esetleg 0,015) pontossággal 0,01-onként adja meg $\Delta\alpha$ összes tekintetbe jövő értékeit.

Példa. A most említett 59. sz. BMZ-műszerrel végzett egyik mérésünk $\tau = 23,65^\circ C$ hőmérsékleten $Z_0 = 42\ 998$ γ értékhez vezetett. A Z_0 -hoz tartozó α_0 -t a műszer bizonyítványából, a τ -hoz tartozó $\Delta\alpha$ -t az említett 26-soros táblázatból véve:

$$\begin{array}{r} \alpha_0 = 15,85 \\ \Delta\alpha = -0,14 \\ \hline \alpha = 15,71 \end{array}$$

Ezzel az α -val a hőmérsékleti javítást és Z -t kiszámítva a következő eredményre jutunk:

$$\begin{array}{r}
 Z_0 = 42\,998 \text{ } \gamma \\
 - \alpha \tau = - 374 \text{ } \gamma \\
 \hline
 Z = 42\,624 \text{ } \gamma
 \end{array}$$

Ehhez a Z értékhez a műszer bizonyítványában közölt táblázat szerint csakugyan $\alpha = 15,71$ hőmérsékleti együttható tartozik.

Eljárásunk alapgondolata minden olyan esetben alkalmazható, midőn a mérés eredményén alkalmazandó *valamelyik javítás együtthatója a kiszámítandó eredmény (lineáris) függvénye.*

К. ПОШГАЙ :

СРЕДНЯЯ ПОГРЕШНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЙ ПО МЕТОДУ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН
В СЛУЧАЕ СИЛЬНО РАСЧЛЕНЕННОЙ, РАЗБИТОЙ СБРОСАМИ СТРУКТУРЫ.

В статье излагаются быстрые способы приближений, выполняемые при измерениях отраженных волн для исследования сильно расчлененной, разбитой сбросами структуры и пригодные для определения средней погрешности времени вступления, средней скорости и горизонтальной координаты мнимого источника отраженных волн. Средняя величина средней погрешности измерений отраженных волн, выполненных в 1954-м году близ села Дорог, определяется в следующем :

$$\mu_t = 1,8 \text{ мсек} \quad \mu_v = 0,2 \text{ м/мсек} \quad \mu_{x_{\min}} = 45 \text{ м}$$

В последней части статьи сообщается много данных и диаграмм, которые будут иметь практический характер при оценке измерений по методу отраженных волн, выполненных близ села Дорог и, по всей вероятности, и при проектировании, выполнении, интерпретации и истолковании других измерений по методу отраженных волн, а также при исследовании мешающих явлений.

К. P o s g a y :

MEAN ERROR OF SEISMIC REFLECTION MEASUREMENTS IN CASE OF
INTENSELY JOINTED FAULT-STRUCTURES

Prompt approximating methods are discussed suitable for the determination of the arrival time, mean velocity and mean error of the horizontal co-ordinate of the mirror-point when examining intensely jointed fault-structures with the reflection seismic measurements. Mean value of the mean error of seismic reflection measurements in 1954 in the vicissinity of Dorog was

$$\mu_t = 1,8 \text{ ms} \quad \mu_v = 0,2 \text{ m/ms} \quad \mu_{x_{\min}} = 45 \text{ m}$$

The last part of the article introduces several data and diagrams which will have practical importance in the estimation of the Dorog measurements, as well as most probably in planning, effectuating, interpreting and estimating of other reflection measurements too, further in the examination of disturbing occurrences.

ERŐSEN TAGOLT, TÖRÉSES SZERKEZETEKEN VÉGZETT REFLEXIÓS SZEIZMIKUS MÉRÉSEK KÖZÉPHIBÁJA

POSGAY KÁROLY

B E V E Z E T É S

Nagy szerkezetek kutatásánál, amikor az egyes szerkezeti elemek (reflektáló felületek) km-es nagyságrendűek, és ezekről a robbantópontok mindkét oldalára hosszan kiterjedő, reflexiós beérkezési időgörbékét figye-

A kézirat 1955. január 21-én érkezett be.

lünk meg, a megfigyelt, továbbá a számított adatok középhibája rendkívül egyszerűen, gyorsan és pontosan számítható [3]. Ebben az esetben a robbantóponttól azonos távolságra elhelyezett szeizmométereken mért beérkezési időket egy egyenlettel fejezzük ki, s a javítási egyenleteket ezekből az egyenletekből vezetjük le. A beérkezési idő középhibáját a szigorú kiegyenlítési eljárással azonos pontossággal, de többszörösen rövidebb idő alatt kaphatjuk meg.

Erősen tagolt, töréses szerkezetek esetén, amikor a reflektáló határfelületek kiterjedése a szelvény irányában kisebb, mint az egy robbantópontból meglőtt terítések együttes hossza, a fenti eljárás ritkán, vagy egyáltalán nem használható. Ebben az esetben egy felületelemről gyakran csak a robbantópont egyik oldalán kapunk beérkezéseket. A dolgozat célja ilyen esetekben is használható eljárás ismertetése. A M. Áll. Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet egyik szeizmikus csoportjának 1954. évben Dorog környékén végzett reflexiós mérési eredményeinek középhibáit az ismertetett eljárásokkal meghatároztuk, s így néhány közvetlen gyakorlati jelentőségű diagramot is bemutathatunk.

A SZÁMÍTOTT ÁTLAGSEBESSÉG ÉS A BEÉRKEZÉSI IDŐK KÖZÉPHIBÁJA

Az átlagsebességet kis, töréses szerkezetek kutatásánál, amennyiben a beérkezési időgörbéből t_{\min} meghatározható, aszimptota módszerrel számítjuk, mert a többi átlagsebesség meghatározó eljárás vagy túlságosan pontatlan eredményeket adna a jelen esetben, vagy a beérkezési időgörbe szélső szakaszát túlságosan nagy súllyal venné figyelembe. Elméleti megfontolások [1, 5] alapján valószínű, hogy sok esetben a szélső szakaszánál diffraktált beérkezéseket észlelünk, de reflektált beérkezések esetén is az esetleges diffrakció a szélső szakasz energiáját csökkenti, s így a kedvezőtlenebb jel/zaj-viszony miatt ezek megbízhatósága is kisebb lesz.

A beérkezési időgörbe egyenlete:

$$v^2 \cdot t^2 = v^2 \cdot t_{\min}^2 + (x - x_{\min})^2,$$

ahol

- v a reflektáló felületig számított átlagsebességet,
- t a beérkezési időgörbe x távolsághoz tartozó idejét,
- t_{\min} a beérkezési időgörbe x_{\min} távolságban lévő minimumának értékét jelenti.

A távolságokat általában a robbantóponttól számítjuk, de számíthatjuk egy tetszős szerint választott koordinátarendszer kezdőpontjától is. A beérkezési időgörbe aszimptotájának egyenlete:

$$T = \pm \frac{1}{v} \cdot (x - x_{\min}).$$

A különböző hibákkal terhelt beérkezési időkből (a szokásos eljárással)

számított T' értékek nem elégítik ki a grafikus kiegyenlítéssel meghatározott aszimptota egyenletét:

$$T' + j = T,$$

ahol j az egyes T' értékek javításait jelenti.

Eljárásunkban tehát két (a szigorú kiegyenlítésnél általánosságban meg nem engedett) közelítést használunk fel, melyekkel a feldolgozásban jelentékeny időt takarítunk meg:

1. Az aszimptota meghatározását a gyakorlatban általánosan használt grafikus kiegyenlítéssel végezzük, mert éppen az így kapott értékek középhibájára van szükségünk.

2. A javításokat nem a megfigyelt értékhez adjuk, hanem annak függvényéhez, hiszen

$$T' = \sqrt{t'^2 - t_{\min}^2},$$

ahol t' és t_{\min}^2 jelentik az x , illetve x_{\min} távolságban megfigyelt értékeket.

A továbbiakban a közvetítő megfigyelések kiegyenlítések [4] használatos eljárását alkalmazzuk a grafikusan nyert átlagsebességérték középhibájának kiszámítására. v_0 és x_0 közelítő értékek felhasználásával egy bizonyos x_i helyen:

$$T'_i + j_i = \frac{1}{v_0} \cdot (x_i - x_{\min 0}) + \frac{\partial T_i}{\partial v} \cdot \delta_v + \frac{\partial T_i}{\partial x_{\min}} \cdot \delta_{x_{\min}}$$

mert x_i (azaz a felszíni távolságmeghatározás) hibája elhanyagolható, s így

$$j_i = a_i \cdot \delta_v + b_i \cdot \delta_{x_{\min}} + l_i,$$

ha l_i az ismeretleneket nem tartalmazó tiszta tagot jelenti és

$$a_i = \frac{\partial T_i}{\partial v} = - \frac{x_i - x_{\min 0}}{v_0^2};$$

$$b_i = \frac{\partial T_i}{\partial x_{\min}} = - \frac{1}{v_0}.$$

A Gauss-féle eliminációs eljárást alkalmazva [aa 1] a kapott átlagsebesség súlyát adja

$$p_v = [aa \ 1] = \frac{[(x_i - x_{\min 0})^2]}{v_0^4} - \frac{[x_i - x_{\min 0}]^2}{n \cdot v_0^4}$$

s így a grafikusan kapott átlagsebesség középhibája

$$\mu_v = \pm \sqrt{\frac{[jj]}{(n-2) \cdot [aa \ 1]}},$$

ahol n a megfigyelések száma.

Az $(x_i - x_{\min})$ értékek a szeizmométerköznek egész számú többszörösei, ha a koordinátarendszer kezdőpontját megfelelő helyen választjuk.

Ekkor az összegezést jelentő $[\]$ zárójelekből a szeizmométerköz négyzetértéke kiemelhető és a számítás percek alatt elvégezhetjük, mert csak kis egész számok négyzeteit — illetve $[aa\ 1]$ második tagjában kis egész számokat — kell összegeznünk. $[jj]$ esetében szintén kis számok négyzetösszegéről van szó, s a többi számítást logarléccel végezhetjük.

Amennyiben a beérkezési időgörbéből t_{\min} nem határozható meg közvetlenül, akkor az átlagsebességet az állandó útkülönbségek módszerével határozzuk meg. Kiindulási egyenletünk:

$$2 \cdot x \cdot d + d^2 - 2 \cdot d \cdot x_{\min} - v^2 \cdot (t_d^2 - t^2) = 0,$$

ahol t_d a beérkezési időgörbe $x + d$ távolsághoz tartozó idejét jelenti. Az

$$Y = t_d^2 - t^2 = \frac{2 \cdot d}{v^2} \cdot x - \frac{d^2 - 2 \cdot d \cdot x_{\min}}{v^2}$$

függvénybe a megfigyelt értékeket helyettesítve, a kapott Y' értékek egy egyenes körül szóródnak. A grafikus kiegyenlítéssel meghatározott egyenestől mért j eltérések jellemzők az egyenes hajlásszögéből számított átlagsebességérték pontosságára, azaz

$$\mu_v = \pm \sqrt{\frac{[jj]}{(n-2) \cdot [aa\ 1]}}.$$

$[aa\ 1]$ az előbbiekhöz hasonló módon nyerhető. Egy bizonyos x_i helyen

$$j_i = a_i \cdot \delta_v + b_i \cdot \delta_{x_{\min}} + l_i,$$

ahol

$$a_i = -\frac{4 \cdot d}{v_0^3} \cdot x_i - 2 \cdot \frac{d^2 - 2 \cdot d \cdot x_{\min 0}}{v_0^3} = a_1 \cdot x_i + a_2,$$

$$b = -\frac{2 \cdot d}{v_0^2}$$

és l itt is a tiszta tagot jelenti.

$$[aa] = a_1^2 \cdot [x_i^2] + 2 \cdot a_1 \cdot a_2 \cdot [x_i] + n \cdot a_2^2$$

$$[ab] = b \cdot a_1 \cdot [x_i] + n \cdot b \cdot a_2$$

$$[bb] = n \cdot b^2$$

$$p_v = [aa\ 1] = [aa] - \frac{[ab]^2}{[bb]}.$$

Az összegezendő értékek kiszámításánál célszerű ezeket is felbontani d -nek és egész számoknak szorzatára.

Az egyes megfigyelések középhibáit is gyorsan meghatározhatjuk, ha az átlagsebességet az állandó útkülönbségek módszerével határoztuk meg.

Közelítésképpen feltételezzük, hogy egy-egy beérkezési időgörbénél az egyes értékek középhibája azonos. Mivel

$$Y' = t_d^2 - t_i^2,$$

közelítő feltételünk alapján

$$\mu_y^2 = \left(\frac{\partial Y}{\partial t_d} \right)^2 \cdot \mu_t^2 + \left(\frac{\partial Y}{\partial t_i} \right)^2 \cdot \mu^2,$$

n számú Y' érték esetén

$$n \cdot \mu_y^2 = \{8 \cdot [t_i^2]_2^n + 4 \cdot (t_1^2 + t_{n+1}^2)\} \cdot \mu_t^2.$$

Az előzőekben meghatározott $[jj]$ segítségével μ_y s így μ_t is kiszámítható

$$\mu_y = \sqrt{\frac{[jj]}{n-2}}.$$

Nagyszámú megfigyelésnél $\frac{n}{n-2} = 1$ tehető s így

$$\mu_t = \pm \sqrt{\frac{[jj]}{\{8 \cdot [t_i^2]_2^n + 4 \cdot (t_1^2 + t_{n+1}^2)\}}}.$$

Amennyiben az átlagsebesség meghatározásához szükséges számításokat megfelelő táblázatban végezzük, az egyes megfigyelések középhibájának meghatározása rendkívül gyorsan elvégezhető.

A tükörpont horizontális koordinátájának középhibája

■ Erősen tagolt, töréses szerkezeteken végzett méréseknél rendkívül fontos tudnunk a horizontális meghatározás pontosságát is (a vertikális koordináta középhibájának meghatározására a már említett [3] dolgozatban megfelelő eljárás és adatok találhatók). Egyes esetekben (karsztvízvédelem, szénvagyonebecslés) a horizontális koordináta meghatározásának pontossága oly fontos, hogy méréseink tervezését, kivitelezését, kiértékelését és megítélését ennek figyelembevételével kell végeznünk. Ebben a dolgozatban felhasznált (Dorog környékén végzett) méréseinknél a felszínnek és a kissebességű rétegnek változatossága miatt a kissebességű réteg talpára korrigáltunk, a szerkesztést pedig körívmetszéses eljárással végeztük. Ezért a továbbiakban a horizontális koordináta középhibáját arra az esetre vizsgáljuk meg, amikor a tükörpont helyét körívmetszéssel állapítottuk meg.

A szerkesztésnél felhasznált egyik beérkezési idő egyenlete

$$v^2 \cdot t^2 = (x - x_{\min})^2 + z^2,$$

az $x + l$ helyen megfigyelt t_l beérkezési időre érvényes

$$v^2 \cdot t^2 = (x + l - x_{\min})^2 + Z^2,$$

ahol x_{\min} és z a tükörpontnak horizontális és vertikális koordinátái a tetszés szerint választott koordináta-rendszerben.

A két egyenlethől

$$x_{\min} = x + \frac{l}{2} - \frac{v^2}{2 \cdot l} \cdot (t_l^2 - t^2).$$

Általában egy-egy kisebb területen belül több középhibaértéket veszünk figyelembe; μ_v és μ_t középtérteke tehát (közelítésképpen) függetlennek tekinthető, s így egy bizonyos x_i helyen

$$\mu_{x_{\min}}^2 = \left(\frac{\partial x_{\min}}{\partial v} \right)^2 \cdot \mu_v^2 + \left(\frac{\partial x_{\min}}{\partial t_i} \right)^2 \cdot \mu_t^2 + \left(\frac{\partial x_{\min}}{\partial l_i} \right)^2 \cdot \mu_l^2$$

$$\mu_{x_{\min}}^2 = \frac{\mu_v^2}{v^2} \cdot \{2 \cdot (x_i - x_{\min}) + l\}^2 +$$

$$+ \frac{\mu_t^2 \cdot v^2}{l^2} \cdot \{(x_i - x_{\min} + l)^2 + (x_i - x_{\min})^2 + 2 \cdot z^2\}.$$

Gyakorlati diagramok és adatok

Az 1954. évben Dorog környékén végzett reflexiós szeizmikus mérések során észlelt beérkezési időgörbékéből számított középhibák átlagos értéke:

$$\mu_t = 1,8 \text{ ms}; \quad \mu_v = 0,2 \text{ m/ms}; \quad \mu_{x_{\min}} = 45 \text{ m}$$

volt. Amikor t_{\min} az egyes beérkezési időgörbékéből közvetlenül megállapítható volt, a sebesség középhibáját mind aszimptota, mind állandó útkülönbségek módszerével meghatároztuk. Állandó útkülönbségek módszerével számolva a sebességérték középhibája általában háromszor nagyobb, mint aszimptota módszer esetén. A középhibaszámitásnál figyelembeveendő többi adat átlagértéke:

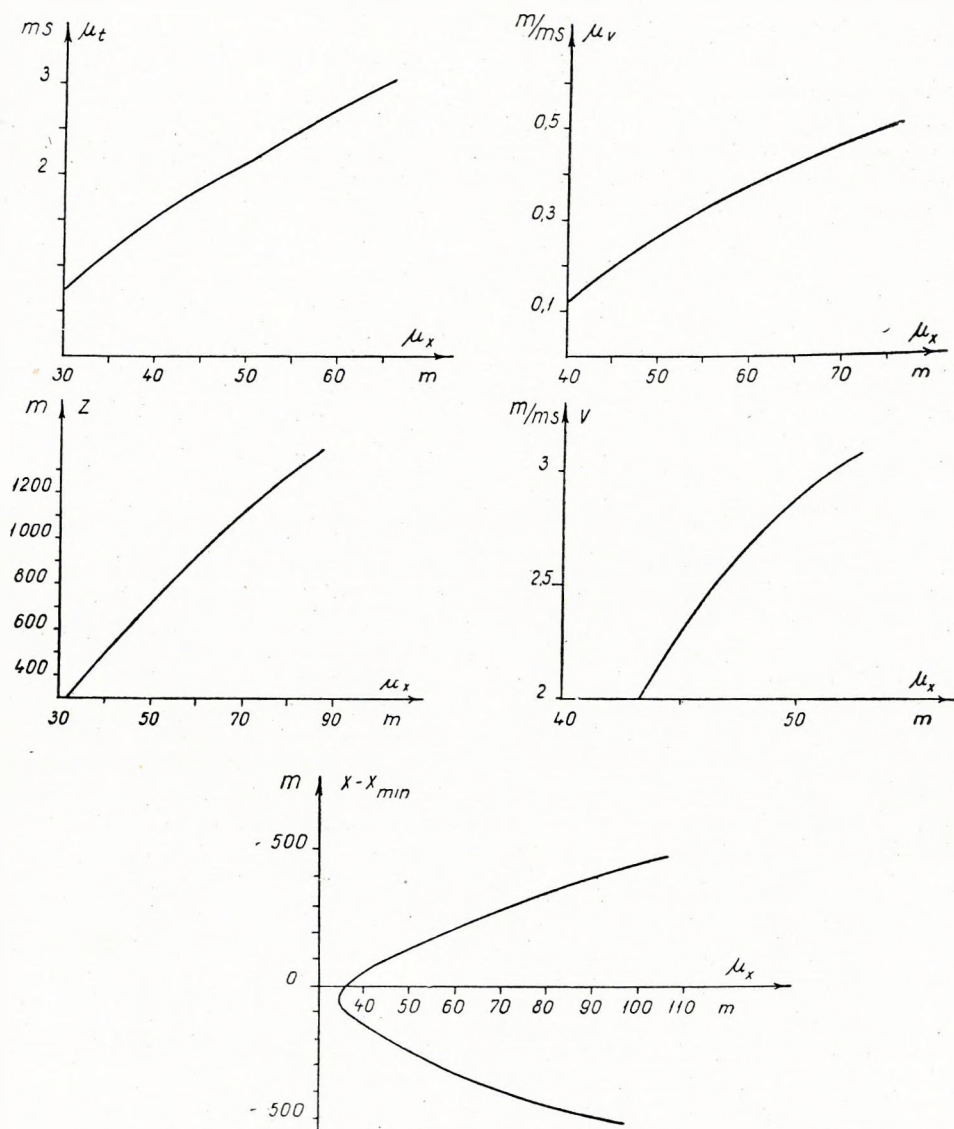
$$x - x_{\min} = 100 \text{ m}; \quad z = 600 \text{ m}; \quad v = 2,3 \text{ m/ms}$$

volt. Az 1. ábra a fenti adatok megváltozásának hatását a tükrönpont horizontális koordinátájára mutatja meg, ha $l = 100 \text{ m}$. Az egyes görbék-nél csak egy-egy tényezőt változtattunk. μ_t , μ_v , z és v növekedésével $\mu_{x_{\min}}$ is növekszik, míg $x - x_{\min}$ változásakor

$$x - x_{\min} = -50 \text{ m}$$

esetén kaptuk $\mu_{x_{\min}}$ minimális értékét. Ha figyelembe vesszük, hogy $l = 100 \text{ m}$ -rel szerkesztettük a görbét, általánosságban azt a következtetést vonhatjuk le, hogy körívmetszésnél egy-egy beérkezési időgörbénél, egymástól azonos távolságra választott szerkesztési pontok esetén, legmegbízhatóbb abból az a két szerkesztési pontból kapott metszéspont, amelyek közrefogják x_{\min} -ot.

A tükrönpont meghatározására olyan eljárás lenne a legpontosabb, amelynél valamennyi megfigyelt értéket figyelembe vesszük. Ilyen gyakor-

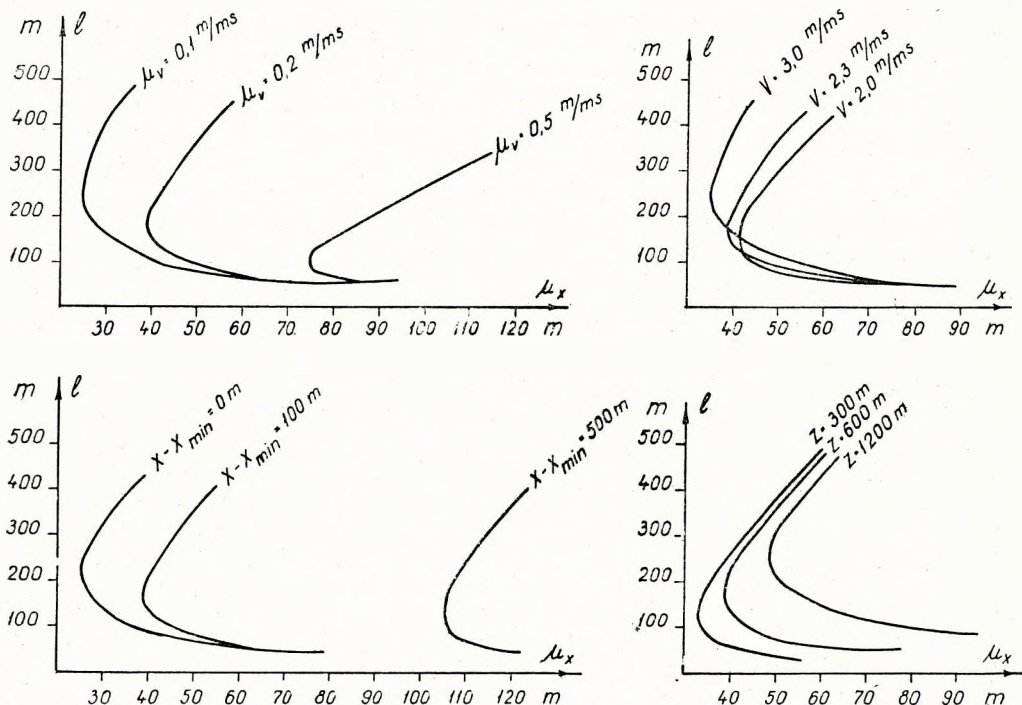


1. ábra

Az egyes tényezők befolyásának megváltozása a tükörpont horizontális koordinátájának középhibájára. Átlagértékek:

$$\begin{aligned} \mu_t &= 1,8 \text{ ms}; & \mu_x &= 0,2 \text{ m/ms}; & z &= 600 \text{ m}; \\ v &= 2,3 \text{ m/ms}; & x - x_{min} &= 100 \text{ m}; & l &= 100 \text{ m} \end{aligned}$$

latilag használható eljárás nincs, s ha ilyen módon törekednénk a pontosság növelésére, ez nemcsak többszörös és felesleges munkát jelentene, hanem az áttekinthetőséget is rontaná. Ez utóbbira pedig nagy szükségünk van erősen tagolt szerkezetek esetén. Diffrakció [5], helytelen sebesség használata [2] kedvező esetben a szerkesztés közben kimutatható, ha körív-metszéses eljárást használva figyelünk arra, hogy mutatkozik-e az egymás után húzott körívvel meghatározott metszéspontok között hirtelen elugrás, illetve megfigyeljük, hogy az egymás után nyert pontok szabályos



2. ábra

Körív-metszéses szerkesztésnél az egyes szerkesztési pontok közötti távolság megválasztásának hatása a tükörpont horizontális koordinátájának középhibájára

jelleggel egy irányban, vagy csak szabálytalanul szóródnak-e. Sok esetben a várható középhiba ismerete és a szerkesztés áttekinthetősége lehetővé teszi, hogy a szeizmogramok téves bejelöléséből származó, nem reflexiók beérkezéseket kiküszöböljük. Ezért érdemes megvizsgálnunk, hogy a szerkesztési pontokat egymástól különböző távolságban választva, az egyes fontosabb tényezők különböző értékeinél az egymás után megszerkesztett körívek metszéspontjával meghatározott tükörpont horizontális koordinátájának középhibája hogyan alakul.

A 2. ábránál a szerkesztési pontok távolságát, ℓ -t változtattuk, s az

egy-egy tényező különböző értékével néhány görbét ábrázoltunk. Valamennyi görbe minimuma $l = 100$ m és $l = 250$ m között van, tehát az említett viszonyoknál, körívmetszéses eljárásnál az egyes metszéspontok horizontális középhibája akkor lesz a legkisebb, ha a szerkesztésnél felhasznált értékeket egymástól 100—250 m-re választjuk.

Összefoglalás

A dolgozatban erősen tagolt, töréses szerkezetek reflexiós szeizmikus mérésekkel történő vizsgálatánál a beérkezési idő, az átlagsebesség és a tükrözpont horizontális koordinátája középhibájának meghatározására alkalmas gyors, közelítő eljárásokat ismertettünk. Az 1954. évben Dorog környékén végzett reflexiós szeizmikus mérések középhibájának átlagértéke

$$\mu_t = 1,8 \text{ ms}; \quad \mu_v = 0,2 \text{ m/ms}; \quad \mu_{x_{\min}} = 45 \text{ m}$$

volt. Az utolsó részben több adatot és diagramot közlünk, amelyek a dorogi mérések megítélésénél, s valószínűleg egyéb reflexiós mérések tervezésénél, kivitelezésénél, kiértékelésénél és megítélésénél, továbbá zavaró jelenségek vizsgálatánál még gyakorlati jelentőségűek lesznek.

Ezúton is megköszönöm a Geofizikai Intézet Igazgatóságának, hogy az adatok közlését engedélyezte. A középhibák és a közölt görbék számítását Mituch Erzsébet, Komlós Angela és Érös János végezték. Lelkiismeretes segítségüket ezúton is köszönöm.

IRODALOM

1. C. HEWITT DIX: Seismic Prospecting for Oil. New-York 1952. 354.old.
2. DR. L. KROUSKIJ: Eine Anwendung der «regula falsi» in der praktischen Seismik. Erdöl und Kohle. Oktober 1952. 623. old.
3. POSGAY KÁROLY: Szeizmikus reflexiós mérések középhibája. Geofizikai Közlemények 1954. III. köt. 4. sz. 41. old.
4. Dr. TÁRCZY-HORNOCH ANTAL: A kiegyenlítő számítás. Sopron, 1950. 45—54.
5. THEODOR KREY: The significance of diffraction in the investigation of faults. Geophysics Vol. XVII. Nr. 4. October 1952. — 843. old.

К. ПОШГАЙ:

УЧЕТ УСЛОВИЙ ВЗРЫВА ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ ИНЖЕНЕРНЫХ
СЕЙСМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Автор знакомит нас с тонкостями, увеличивающими точность инженерных сейсмических измерений и связанными с условиями взрыва. Он придает большое значение этому практическому методу. По его мнению необходимо учитывать глубину взрывных скважин, также разброс и изменения годографов. Для утверждения предложенного им метода упоминаются практические примеры.

K. P o s g a y:

CONSIDERATION OF EXPLOSION CONDITIONS IN SHALLOW SEISMIC
MEASUREMENTS

Author discusses improvements which are in relation with explosion conditions and are increasing the precisity of shallow seismic measurements. Great importance is attached to practical proceedings.

According to author, depth of shot-hole, spread and change of first arrival times ought to be taken into consideration. Proceedings suggested are verified by practical examples.

A ROBBANTÁSI KÖRÜLMÉNYEK FIGYELEMBEVÉTELE
SEKÉLYSZEIZMIKUS MÉRÉSEKNÉL

POSGAY KÁROLY

B E V E Z E T É S

Sekélyszeizmikus méréseket 10—100 m mélységben lévő határfelületek kimutatására alkalmazunk. Ezeknél a méréseknél kis (150 ms-nál kisebb) terjedési időket mérünk. Olyan tényezőket is figyelembe kell vennünk, amelyek a mély szerkezetek kutatására kidolgozott módszernél elhanyagolhatók.

A Magyar Áll. Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet sekélyszeizmikus méréseket végző csoportja az 1953. év folyamán több ilyenirányú megfigyelést gyűjtött. Kísérleteink célja a sekélyszeizmikus mérések pontos-

A kézirat 1954. július 31-én érkezett be.

sabbá tétele volt. Főképpen gyakorlati eljárásokat dolgoztunk ki; megfigyeléseink elméleti értelmezésére csak oly mértékben törekedtünk, amennyiben ezt gyakorlatilag használható eljárások kidolgozásához szükségesnek tartottuk.

Ugyanabban a robbantólyukban és ugyanazon mélységben keltett rengéseket ugyanazon a helyen észlelve a beérkezési idők megfigyeléseink szerint különböznek egymástól. Az észlelt beérkezési időket terhelő hibáknak két csoportja van:

1. véletlen jellegű hibák, amelyek egyforma valószínűséggel jelentkeznek pozitív és negatív előjellel;

2. szabályos jellegű hibák, amelyek egy-egy terítés valamennyi szeizmométerén észlelt beérkezési időket majdnem ugyanakkora, azonos előjelű hibával terhelik.

Megfelelő eljárással a véletlen jellegű hibákat csökkenthetjük, a szabályos jellegűeket korrigálhatjuk.

A beérkezések szóródása csak 1—3 ms. Gyakorlati jelentőségük kisebb, ezért a véletlen jellegű hibák meghatározására végzett kísérleteinket csak egészen röviden említjük meg. Gyakorlatilag legfontosabbnak tartjuk a robbantólyuk mélységének helyes megválasztását s a véletlen jellegű hibák csökkentésére ezt a kérdést vizsgáltuk meg legalaposabban. Emellett fontos az első réteg sebességének pontos meghatározása; ezt a robbantási mélység pontos figyelembevételével kapcsolatos megfontolások is megkövetelik. A kettőt együtt tárgyaljuk.

Szabályos jellegű hibákat a robbantótöltet változtatásakor és a robbantólyuk kifáradásakor figyeltünk meg. Ismertetjük a megfigyeléseket legjobban jellemző adatokat, az ezek alapján kidolgozott eljárást és közlünk néhány gyakorlati példát.

A robbantási mélység megválasztása és figyelembevétele a kiértékelésnél

Megfigyeléseink szerint az éles elsőbeérkezések szóródása sokkal kisebb, mint a gyenge impulzusoké. A véletlen jellegű hibák, a robbantólyuk-mélység, a robbantótöltet, az erősítés és a regisztrálópapír-sebesség növelésével csökkennek. A műszer érzékenységének fokozásánál határt szab a talajnyugtalanság és az elektromos zavarok nagysága, — a töltet növelésénél a sekély robbantólyukak kismértékű állékonysága. Sok esetben tehát a töltet vagy az erősítés növelésével sem nyerhetünk éles elsőbeérkezéseket. A regisztrálás sebességét 1 m/s fölé csak különleges méréseknél (pl. rétegsebességmeghatározás [4]), s csak éles elsőbeérkezések esetén érdemes növelnünk. A robbantás mélységének kisebb növelésével is jelentősen csökkenthetjük a beérkezési idők szóródását. E megfontolások alapján a robbantás mélységének és a beérkezési idők szóródásának kapcsolatát vizsgáltuk meg a legalaposabban.

Ilyen irányú kísérleteinket több, különböző mélységű, egymástól 1—2 méterre levő robbantólyukban végeztük. Többször robbantottunk mindegyikben olyan (0,2 kg-nál kisebb) töltettel, melynél a jelzett terület

leten a robbantólyuk kifáradoása még nem jelentkezett. Olyan távolságban (20—50 m) észleltünk, melynél a mérő-szelvényezés esetén is a kísérleti-töltetnagyságot használtuk. Feltételeztük, hogy amennyiben nagyobb távolságban nagyobb töltet elrobbantását észleljük, a véletlen jellegű hiba a kísérletileg megállapított hibával közel azonos nagyságú.

Megfigyeléseink szerint holocén és pleisztocén ártéri kiöntéstermékekben robbantva 0,5 m robbantólyukmélység helyett 3 méteres robbantási mélységet használva a beérkezési idők középhibája 1,5—1,7 ms-ról 0,5—0,8 ms-ra csökken.

A robbantási mélységet lehetőleg úgy kell megválasztani, hogy a véletlen jellegű hibákat a pontossági követelményeknek megfelelően lecsökkentsük. Egy-egy mérési területen belül ajánlatos azonos robbantási mélységet használnunk. Ebben az esetben az első réteg változó vastagsága miatt a robbantás hol az első, hol az alatta lévő rétegbe esik. A második rétegben robbantva az első réteget jellemző sebességág természetesen nem jelentkezik a beérkezési idő-görbe ábrázolásakor. Ezért az első réteg sebességét sűrített terítéssel (2—6 m közze elhelyezett szeizmometerekkel) külön meg kell határozni. Erről a terítésről egészen kis (20 cm) mélységben elhelyezett gyenge töltet (pl. néhány gyutacs) elrobbantásával készítünk felvételt. A töltet gondos fojtására ügyelnünk kell, nehogy a talaj rengéshulláma helyett a robbantással a levegőben keltett hanghullámot regisztráljuk. Az 1. ábrán jellegzetes beérkezési időgörbét láthatunk. Az első réteg sebességét gyutacslovással határoztuk meg.

A robbantási mélységet az időellenőrzéssel végzett kiértékelésnél könnyen figyelembe vehetjük. Ennél a kiértékelési eljárásnál úgy határozzuk meg az egyes határfelületeket, hogy a rengéshullámok legrövidebb idejű sugárútjára számított idő az észlelt elsőbeérkezések idejével egyezzen. A sugár kiinduláspontja, a robbantás pontos helye, a robbantási mélység figyelembevételével.

A határfelületek mélységét képletekkel számítva a szokásos összefüggéseket kissé meg kell változtatnunk. (Az alábbiakban csak a vízszintes település esetét ismertetjük.) Az első rétegben robbantva (2. ábra) az első határfelület mélysége a robbantás helyén:

$$h_1 = \frac{t_{02} \cdot V_1}{2 \cdot \cos i_{12}} + \frac{l}{2},$$

ahol t_{02} a második sebességág ordinátametszete;

V_1 a rengéshullámok terjedési sebessége az első rétegben;

i_{12} a teljes visszaverődés határszöge az első és a második réteg határfelületén;

l a robbantólyuk mélysége.

A második réteg vastagsága a robbantópont alatt:

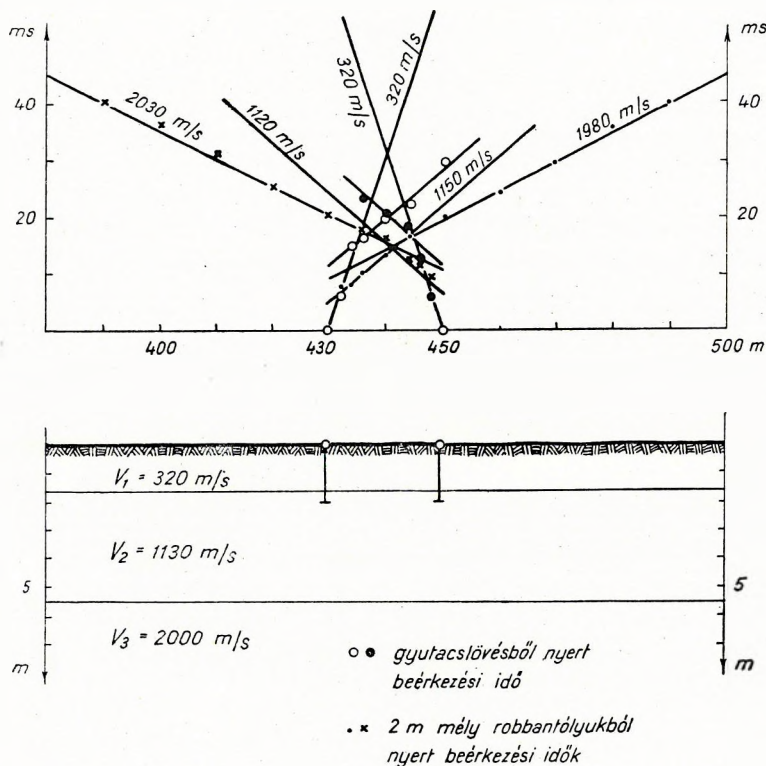
$$h_2 = \frac{t_{03} \cdot V_2}{2 \cdot \cos i_{23}} - \frac{(h_1 - l/2) \cdot \cos i_{13}}{\cos i_{23} \cdot \sin i_{13}},$$

ahol t_{03} a harmadik sebességág ordinátametszete;

V_2 a rengéshullámok terjedési sebessége a második rétegben;

i_{23} a teljes visszaverődés határszöge a második és harmadik réteg határfelületén;

i_{13} az emergenciaszög.



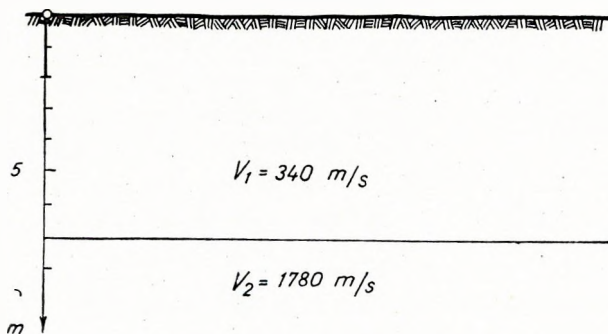
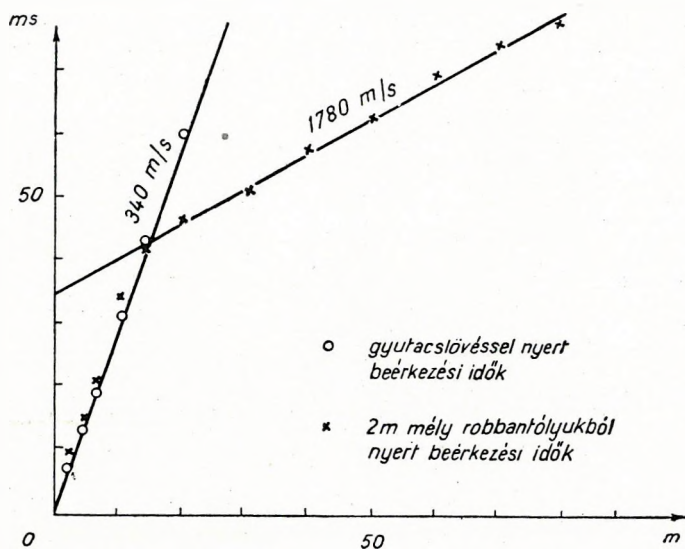
1. ábra.

A robbantás az első réteg alatt történt. Az első réteg sebességét gyutacslövessel állapítottuk meg

A második rétegben történő robbantás esetére jellemző az 1. ábra. Az első réteg sebességét külön, az első rétegben végzett gyutacslövessel nyert beérkezési időkből határoztuk meg. A második sebességág már sokszor bizonytalan beérkezéseket ad az első rétegben végzett gyutacslövés esetén, ezért az első és második réteg határfelületének mélységét a mélyebb lyukból nyert beérkezési időgörbéből határozzuk meg. A görbe

első ágának egyenes szakaszát meghosszabbítva adódik t_{02} ordinátametszet. Az első réteg vastagsága a robbantás helyén:

$$h_1 = \frac{t_{02} \cdot V_1}{\cos i_{12}}$$



2. ábra

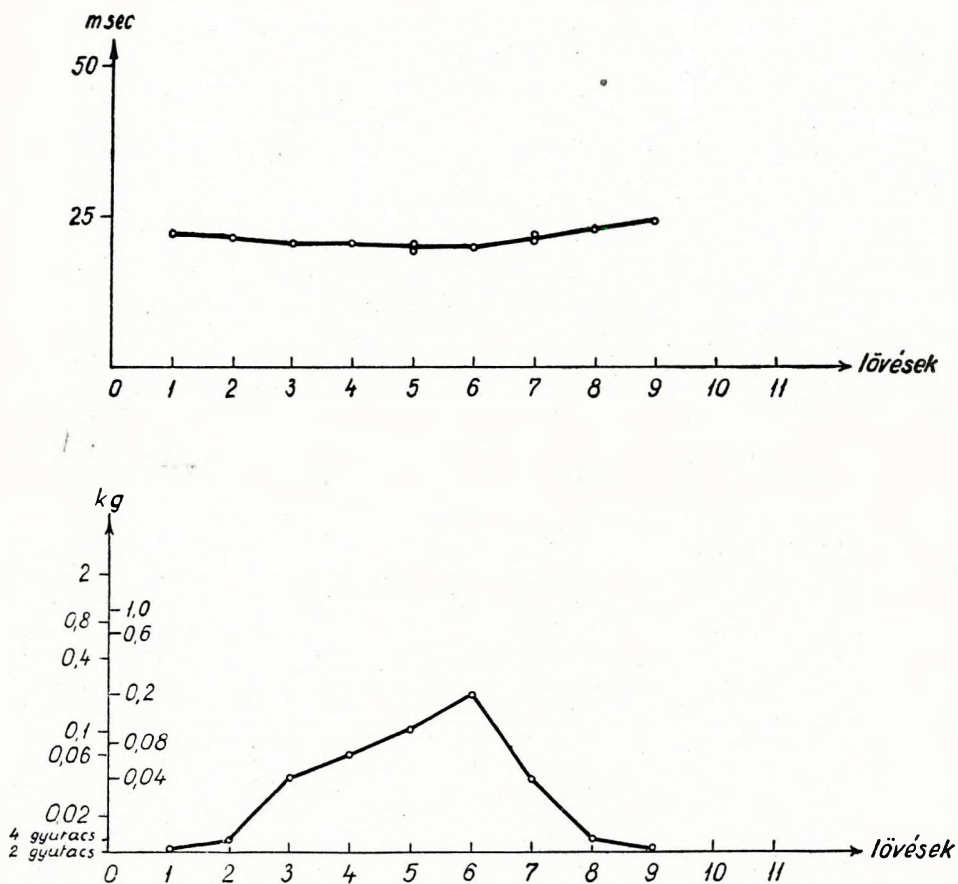
A robbantás az első rétegben történt

a második réteg vastagsága a robbantópont alatt:

$$h_2 = \frac{V_2 \cdot t_{03}}{2 \cdot \cos i_{23}} + \frac{l - h_1}{2} - \frac{h_1 \cdot \cos i_{13}}{2 \cdot \cos i_{23} \cdot \sin i_{12}}$$

A beérkezési idők függése a robbantótöltettől és a robbantólyuk kifáradásától

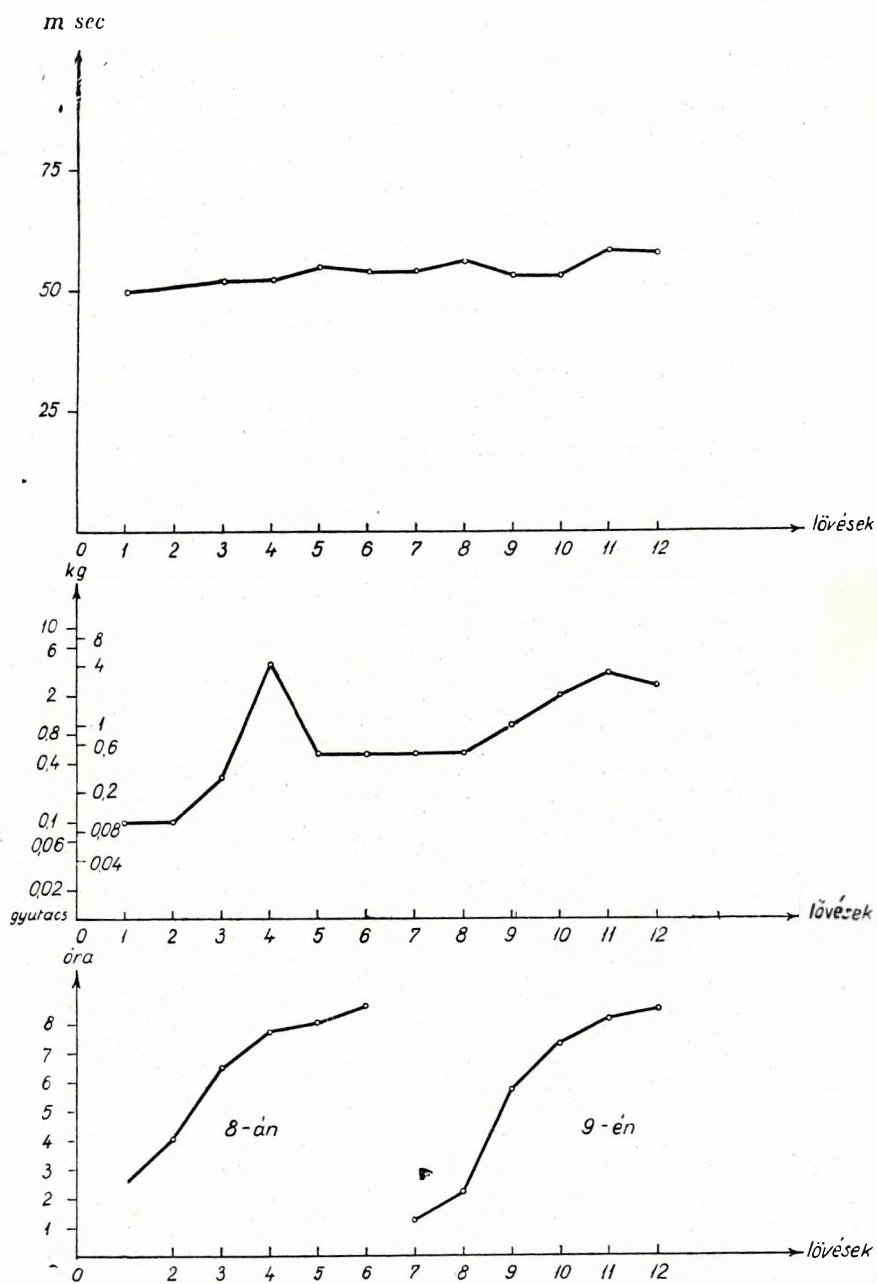
Robbantáskor a robbantólyuk környezetére akkora nyomás hat, hogy a környező talaj szilárdságának határát túllépi. A robbanás a talajt



3. ábra

A robbantótöltet növelésekor a beérkezési idők csökkennek

átalakítja. Nagyobb üreget tágasít s ezen túl a talajt roncsolja, összegyűrja. Rugalmas hullámok csak abban a távolságban keletkeznek, ahol a nyomáshullámok amplitúdója a környezet rugalmassági határának



4. ábra

Néhány nagyobb töltet elrobbantása után a beérkezési idők növekednek

értékére csökkent [5]. A robbantólyuk környékét átalakító lökeshullám (fejhullám) nagyobb sebességgel terjed, mint a robbantás helyétől távolabb keletkező rugalmas hullámok. Valószínű az is, hogy nagyobb töltet esetén a roncsolási körzet s így a nagyobb sebességgel megtett út is nagyobb. Erre következtethetünk a 3. ábrán feltüntetett beérkezési időgöréből. A robbantás helye és mélysége, továbbá a szeizmométerek helye a megfigyelés alatt változatlan volt. A robbantótöltet nagyságát a beérkezési időgörbe alatt logaritmikus léptékben ábrázoltuk. A diagram abszcisszáján a lövések sorszámát jeleztük.

Az egymást követő lövések a környező, legtöbbször kevesebbé konszolidált talajt egyre jobban átalakítják. A talaj szerkezete mind erősebben s egyre nagyobb távolságban roncsolódik. Úgy véljük, hogy nagyobb töltetek esetén a környező talaj átalakulása és a rugalmatlan körzet nagyobbodása olyan nagymértékű, hogy ez okozza a később észlelt beérkezések késését [1, 3]. A 4. ábrán látható időgörbe adatait ugyanabban a lyukban robbantva, ugyanazon a helyen, az egy helyben hagyott szeizmométeren, mérő szelvényezés közben észleltük. Az alsó diagramon feltüntettük a műszak kezdetétől eltelt időt is. A megfigyeléseket két egymást követő napon végeztük.

Még számos hasonló kísérletet végeztünk. A beérkezési idők 3–4 nagyobb töltet elrobbantása után meghosszabbodtak. Az egyes robbantások között eltelt idő és a beérkezési idők eltérése között összefüggést megállapítani nem tudtunk. Érdekes megjegyezni, hogy a mélyszerkezetek kutatásánál mélyebb (10–60 m) robbantólyukak esetén, több lövés után gyakran észlelhető szabályos jellegű időrövidülést, amely a robbantási helyet környező kőzetek konzisztenciájának növekedésével magyarázható, sekélyszeizmikus kutatásaink során még egyetlen esetben sem észleltünk.

A beérkezési idők megváltozásának figyelembevétele

Az előző fejezetben vázolt jelenségek szabályos jellegű hibával terhelik megfigyeléseinket. Emiatt az egymásután következő terítések együttes kiértékelése téves eredményekre vezethet. A hibalehetőség annál nagyobb, mennél többször robbantunk egy-egy robbantólyukból, s mennél kisebb csatornaszámú műszerrel végezzük méréseinket. A hiba kiküszöbölésére két helyes út van:

1. Olyan mérési eljárás alkalmazása, melynél a leírt jelenségek nem lépnek fel.

2. Olyan mérési eljárás alkalmazása, melynél a keletkező hiba egyszerűen kijavítható.

1. A rengéseket tömegek leejtésével keltve a rengéskeltés helyének környezete kevésbé alakulna át. Sajnos lényegesen kisebb volna az átadott energia is. Valószínű, hogy csakis a legkedvezőbb esetekben [2] használható ez az eljárás. Ilyen irányú kísérleteink energiahány miatt elakadtak.

2. A keletkező hibákra következtethetünk a robbantólyuk közelében elhelyezett szeizmométeren észlelt beérkezési időkből, s a csatlakozó szeizmométereken észlelt beérkezések eltéréséből.

Sekélyrefrakciós munkáknál csatlakozó szeizmométerekkel dolgozunk: az előző terítés utolsó szeizmométerének helyére kerül a következő terítés első szeizmométere. Ha a csatlakozó szeizmométerek időadataiban olyan nagy (3—7 ms) eltéréseket tapasztalunk, amelyek már a kiértékelést zavarják, ajánlatos egy szeizmométert a robbantóllyuktól akkora távolságra elhelyezni (20—25 m), hogy ezen a szeizmométeren már refraktált első beérkezéseket észlelhessünk. Ez esetben a távolabbi szeizmométereken és az egy helyben hagyott szeizmométeren észlelt első beérkezéseknek a robbantási hely közelébe eső útja közel azonosnak tekinthető, ezért ennek az útnak a befutásához szükséges időket is egyenlőknek vesszük. Minden robbantóllyukban először kis töltettel (2—5 dkg) robbantunk. Az egy helyben hagyott szeizmométeren ekkor észlelt időt tekintjük helyesnek és az ettől mutatkozó eltérésekkel korrigáljuk a többi robbantásnál észlelt beérkezési időket. Ezt az eljárást megbízhatónak találtuk, ha az egy helyben hagyott szeizmométer csatornáján észlelt kiütés biztosan bejelölhető volt.

Sok esetben csak a kiértékelésnél vesszük észre a csatlakozó szeizmométereken észlelt beérkezési idők eltérését. Kis eltérésnél (1—2 ms) megbízhatónak tartjuk az egyes terítésekben észlelt sebességek grafikus elcsúsztatását, nagyobb eltérések esetén (3—7 ms) azonban ez az eljárás már nem használható. Gyakorlati célra túlságosan nehézkes egy olyan kiértékelési eljárás, amely figyelembe veszi, hogy a csatlakozó szeizmométereken észlelt beérkezési idők eltérését szabályos és véletlen jellegű hibák együttesen okozzák. Közelítő eljárással kell megelégednünk.

Ilyen esetekben a beérkezési időgörbékét úgy »egyenlítettük ki«, hogy az egyes terítések időkülönbségeit érintetlenül hagytuk. Ennek az eljárásnak hátránya, hogy az egyes megfigyelések véletlen jellegű hibájával, sőt a szabályos jellegű hibák egy részével is terheljük megfigyeléseinket. Tehát nem szigorú kiegyenlítés ez, csupán közelítő eljárás, melynek megbízhatósága növekszik, ha az észlelés folyamán a véletlen jellegű hibák csökkentésére törekedtünk. Eljárásunkat azért említem meg, mert megfigyeléseink szerint a durva hibákat eredményeinkből kiküszöbölni s lehetővé teszi, hogy azokat tájékoztató jelleggel felhasználhassuk.

A kiindulási egyenleteknél egy-egy terítésnél csak a terítések végpontjaihoz tartozó beérkezési idők különbségeit vesszük figyelembe s javításaink egy-egy terítésen belül azonosak.

Kényszerfeltételeink:

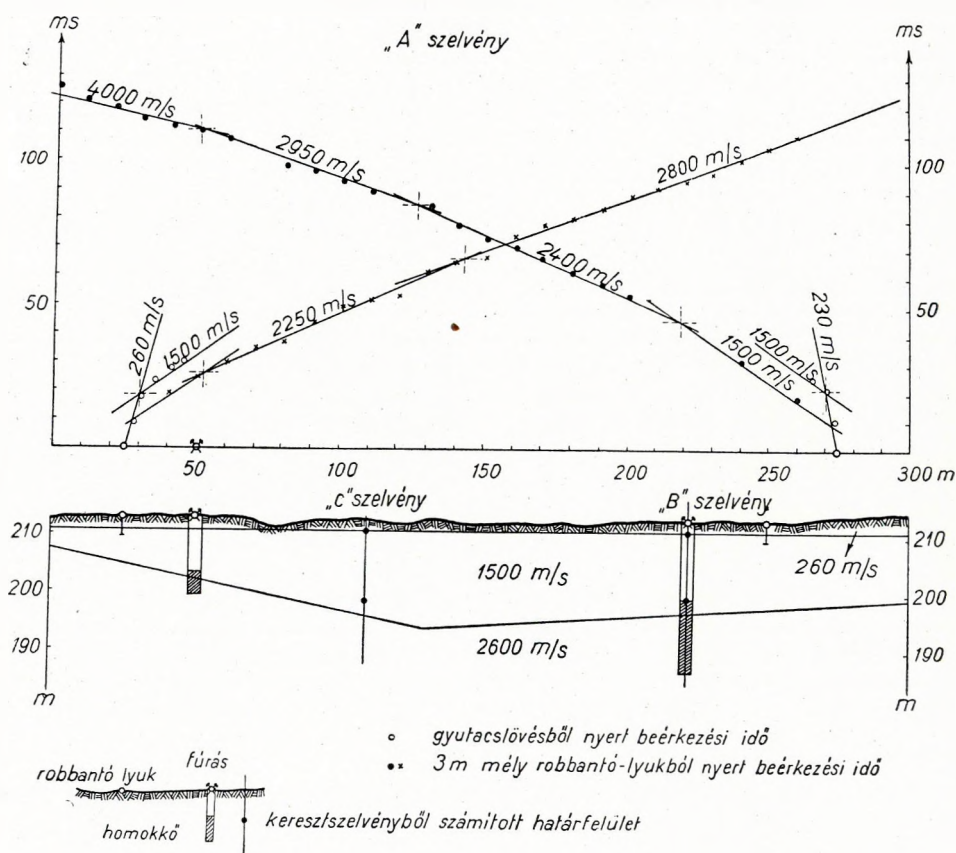
a) A szomszédos terítések csatlakozó szeizmométereinek egyszerre kellett volna kiütniök, azaz,

$$T_i = T_{i+1} - \Delta_{i+1},$$

- ahol T_i az i -edik terítés robbantóllyuktávoli végpontjában a kiegyenlített beérkezési idő;
 T_{i+1} az $i + 1$ -edik terítés robbantóllyuktávoli végpontjában a kiegyenlített beérkezési idő;
 Δ_{i+1} az $i + 1$ -edik terítés végpontjain nyert beérkezési idők különbsége.

b) Egyenlő robbantólukmélység és a robbantási hely feletti rétegek azonos elrendeződése esetén a teljes szelvényhosszon (robbantóponttól robbantópontig) oda- és visszafelé mért T_n beérkezési időknek egyezniük kell. Kényszerfeltételeinket felhasználva a közvetlen megfigyelésekhez [6] hasonló kiindulási egyenleteket kapunk. A terítések javításait j_i -vel, a megfigyelt értékeket l_i -vel jelölve javítási egyenleteink általános alakja:

$$j_i = T_n - \left(t_i + \sum_{k=i+1}^n \Delta_k \right) = T_n - l_i$$

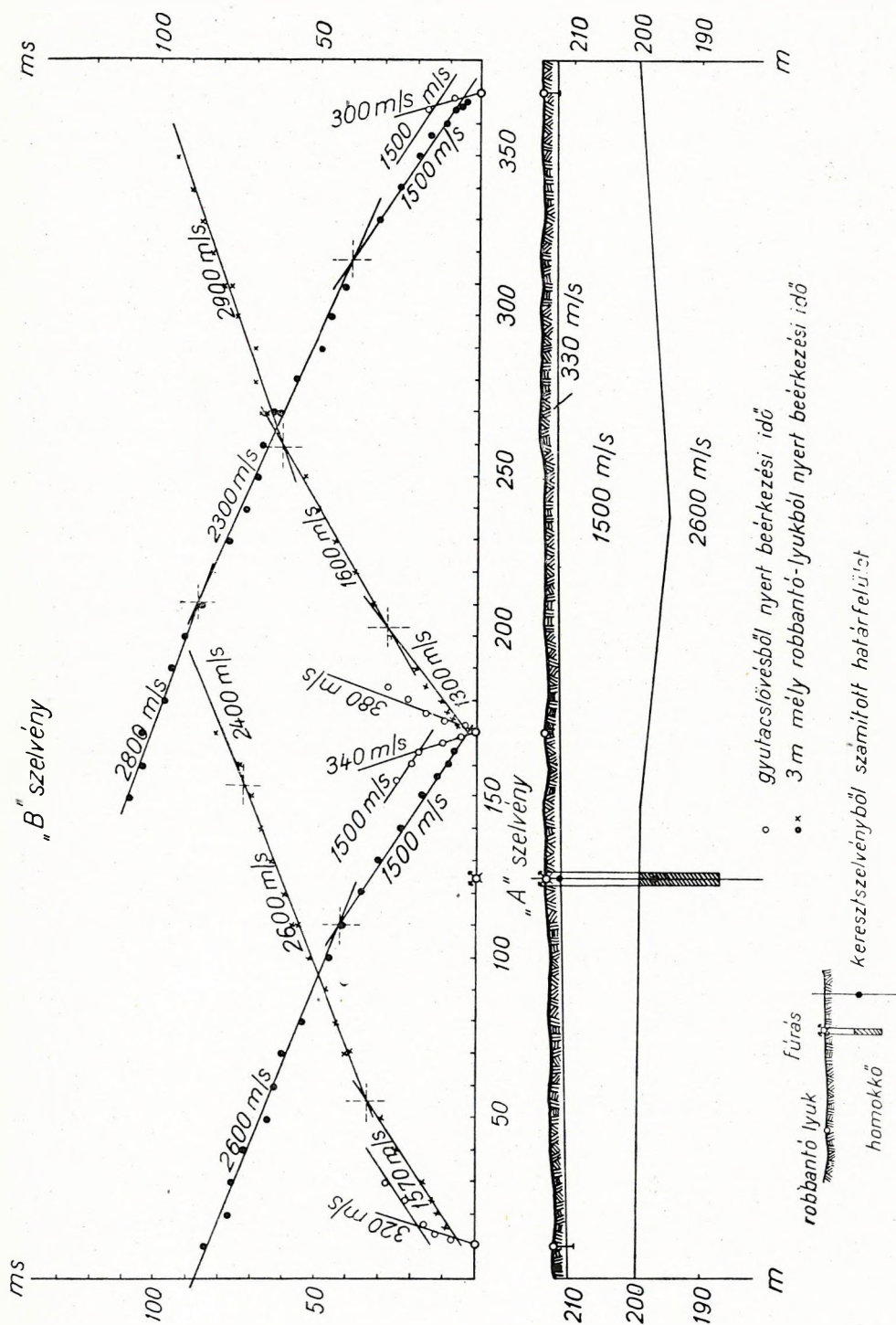


5. ábra

«Kiegyenlített» beérkezési időkkel megrajzolt szelvény

A javítások négyzetösszegét differenciálva s az egyenletet nullával egyenlővé téve kapjuk a kényszerfeltételeket kielégítő T_n értéket:

$$T_n = \frac{[l_i]}{2n}.$$



6. ábra

A robbantólyukak közelében hagyott szeizmométerek segítségével korrigált beérkezési idővel megrajzolt szelvény

Ezt meghatározva a javítási egyenletekből kapjuk az egyes terítések javítási értékeit s ezek segítségével a kényszerfeltételeket teljesítő beérkezési időket.

A leírt eljárás előnye, hogy egyszerű, gyorsan elvégezhető, a kiértékelést megkönnyíti és kis véletlen jellegű hibák esetén megbízhatóbbá teszi. Hátránya, hogy a jelzett eljárással korrigált beérkezési időgörbék-ből nem küszöböli ki a szabályos jellegű hibákat sem, hanem az egész görbét azok középértékével terheli.

A továbbiakban egyik mérési területünk két, egymást keresztező szelvényét ismertetjük. Ezeket a szelvényeket a felszín alatt kisebb (5—30 m) mélységben húzódó homokkő határfelületének meghatározására telepítettük. Mindkét szelvényt a refrakciós méréseknél jól bevált időellenőrző módszerrel értékeltük ki.

Az «A» szelvény (5. ábra) a mérési terület első szelvénye volt. A csatlakozó szeizmométerek csatornáján oly nagy eltéréseket figyeltünk meg, hogy további szelvényeinkben már a robbantópont közelében hagyott szeizmométer segítségével korrigáltuk a beérkezési időket. Az «A» szelvényben a csatlakozó szeizmométereken észlelt eltéréseket az ismertetett eljárással «kiegyenlítettük» és az 5. ábrán már a «kiegyenlített» beérkezési időket s a felhasználásukkal meghatározott határfelületeket ábrázoltuk.

Bár a fúrási és mérési adatok között a mélységmeghatározásban eltérés mutatkozik, a 2600 m/s-os sebességértékkel jelentkező homokkő-határ a fúrásokban és a keresztstelvényekben jelentkező határfelületekkel kimutatott szerkezeti képnak megfelelő lefutású.

A 6. ábrán látható a «B» keresztstelvény. Ebben a szelvényben is már a robbantólýuktól 20 méterre elhelyezett szeizmométer adataival korrigált beérkezési időket ábrázoltuk. A fúrási és sekélyrefrakciós adatok szép egyezést mutatnak.

ÖSSZEFOGLALÁS

A beérkezési idők véletlen jellegű hibát okozó szóródása jelentősen csökkenthető a robbantólýuk mélységének növelésével. Holocén és pleisztocén ártéri kiöntéstermékekben azonos körülmények között megfigyelt beérkezési idők középhibája 1,5—1,7 ms-ról 0,5—0,8 ms-ra csökkenthető, ha a robbantás mélységét 0,5 m-ről 3 m-re növeljük.

A robbantási mélységet időellenőrző kiértékelési eljárással könnyen figyelembe vehetjük, ha a sugarak kiinduláspontjául a robbantás helyét választjuk. Képletekkel számolva a szokásos összefüggéseket kissé meg kell változtatnunk. Mindkét esetben ajánlatos az első réteg sebességét egészen kis (20 cm) mélységű gyutacsrobbantással kapott beérkezésekből meghatározni.

Azonos elrendezésben megfigyelt beérkezési idők szabályos jellegű megváltozást is mutatnak. Feltevésünk szerint ez a robbantási töltet megváltoztatásával és a robbantólýuk környezetének kifáradásával magyarázható. Méréseink közben gyakran figyeltünk meg 10 ms-nál nagyobb eltéréseket; ezeknek kiküszöbölését nem mellőzhetjük.

Megfigyeléseink szerint a beérkezési idők szabályos jellegű megváltozását a robbantóllyuktól 20—25 méterre hagyott szeizmométer segítségével eredményesen korrigálhatjuk. Ha a beérkezési idők megváltozására csupán a csatlakozó szeizmométereken észlelt eltérésekből következtetnénk (ha nem használtunk egyhelyben hagyott szeizmométert), akkor az egyes teritésekben megfigyelt időkülönbségeket érintetlenül hagyva «egyenlítőjük ki» a beérkezési időgörbét.

IRODALOM

1. FAUST—SWAN—KENDALL—SPARKS—OWEN—LYONS—CADY: The need for quantity and quality in velocity surveys. A symposium. The oil and gas journal. 30. March, 1953. 129. old.
2. D. L. GOUGH: A new instrument for seismic exploration at very short ranges. Geophysics. XVII. Nr. 2. April, 1952. 311. old.
3. H. HEDSTRÖM and R. KOLLERT: Seismic sounding of shallow depths. Tellus, Vol I. Nr. 4. Nov. 1949.
4. POSGAY—ERŐS: A rengéshullámok terjedési sebességének meghatározása felszínközeli rétegekben. Geofizikai Közlemények, III. köt., 7., sz. 99. old.
5. L. A. SHARPE: The production of elastic waves by explosion pressures. I. Geophysics, Vol VII. Nr. 2. April 1942. 153. old.
6. Dr. TÁRCZY—HORNOCH ANTAL: A kiegyenlítő számítás. Sopron, 1950. 35. old.

К. ШЕБЕШТЕН ДР.:

ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ ПОТЕНЦИАЛЫ БЛИЗ СЕЛА ВЕЛЕМ

Автор знакомит нас с аномалией естественного потенциала, распространяющейся на более обширный участок и обнаруженной в горах Кесег при выполнении измерений. Контрольные исследования показали, что полученные большие отрицательные аномалии происходят из фильтрации жидкостей.

Dr. K. Sebestyén:

FILTRATION POTENTIALS IN THE VICINITY OF VELEM

Author is introducing the anomaly of a natural potential extending over a large area which was discovered by means of measurements effectuated in the Kőszeg hills. Control tests pointed out that the great negative anomalies observed are the result of the filtration of fluids.

FILTRÁCIÓS POTENCIÁLOK VELEM KÖRNYÉKÉN

Írta: Dr. SEBESTYÉN KÁROLY

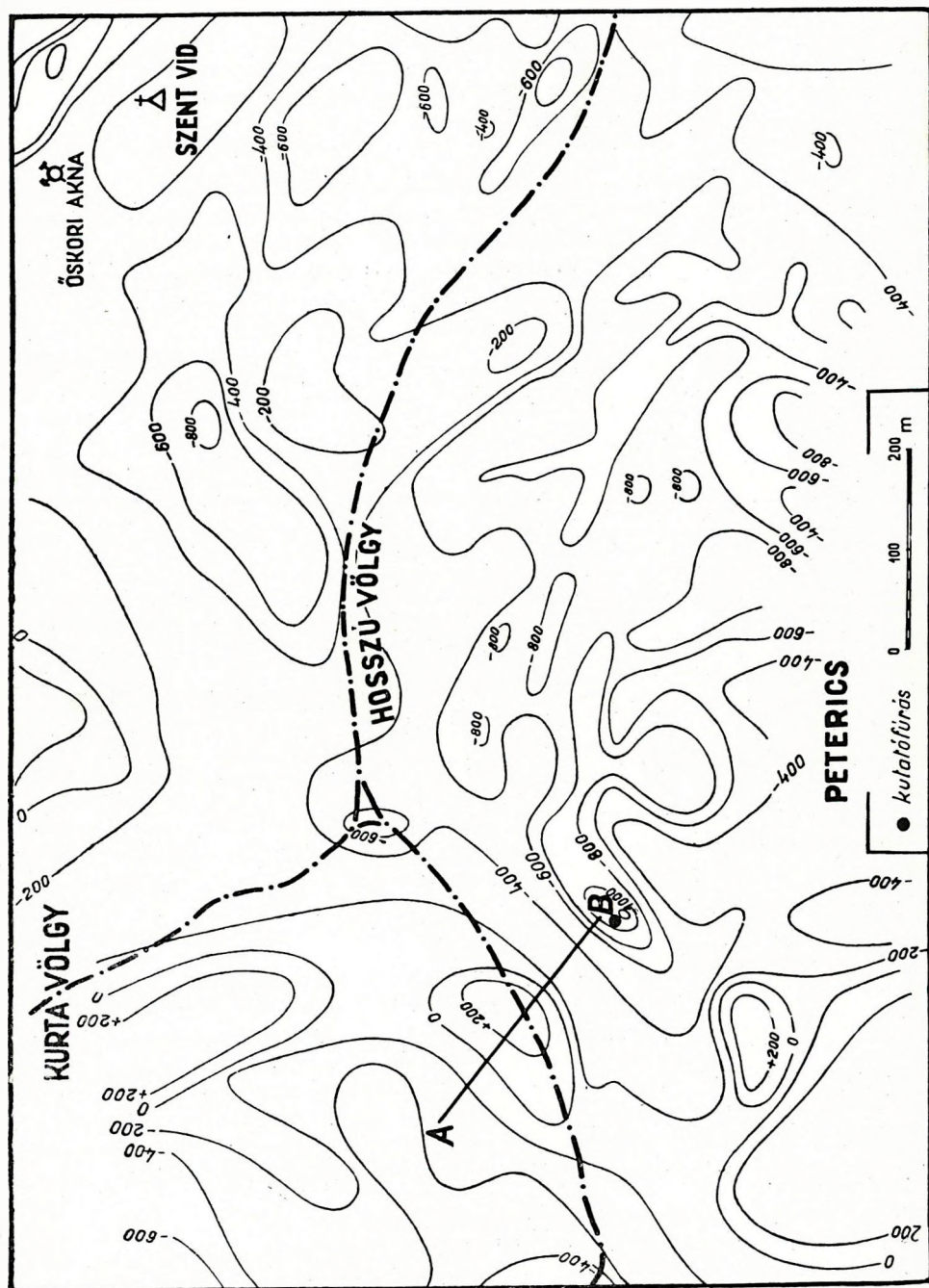
A természetes potenciálmérés az egyik legegyszerűbb geoelektromos eljárás, amely egyes ércfajták kutatására igen eredményesnek mutatkozott. Alkalmazhatósága kiterjed a pirit, pirhotin, magnetit stb. tartalmú érctelepekre, tömzsökre és telérekre. A nemfémes ásványok közül a grafit, a grafitpalák és az antracit telepek fölött tapasztalható kisebb vagy nagyobb természetes-potenciál anomália.

Annak ellenére, hogy jóformán az egyetlen geoelektromos eljárás, amely spontán hatást mér, értelmezésében mégis tévedésre adhatnak okot azok a folyamatok, amelyek szintén kisebb vagy nagyobb potenciál létrehozásával járnak. Ezek közül legjelentősebbek a folyadékok filtrációjával kapcsolatban észlelhető potenciálok.

A filtrációs jelenségek laboratóriumi vizsgálata azt mutatta, hogy elektrolitnek porózus falon történő átszivárgásakor fellépő potenciálkülönbség a következő formulával fejezhető ki:

$$\Delta V = \frac{\Delta v \varepsilon \Delta p}{4\pi\eta\sigma},$$

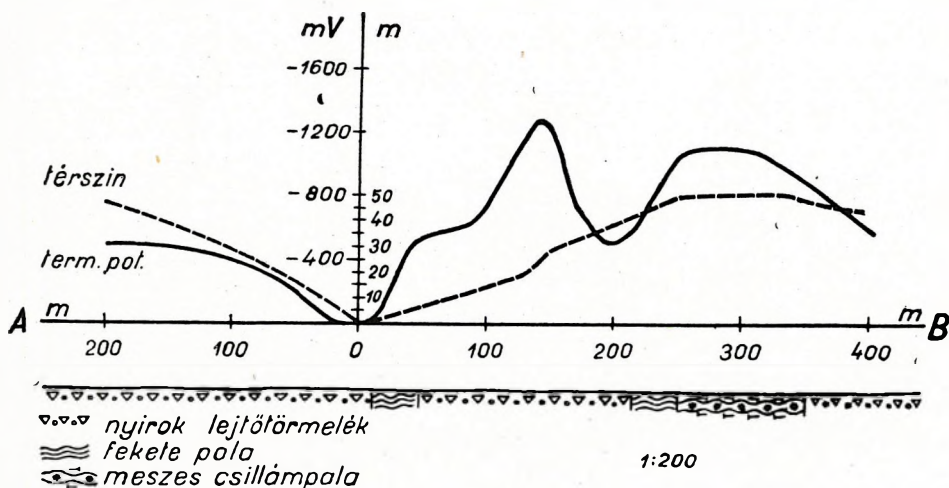
A kézirat 1954. augusztus 9-én érkezett be.



I. ábra. A Velem körüli természetes potenciál anomáliák izopotenciál vonalas térképe

ahol Δv az adszorpciós potenciál,
 ε az anyag dielektromos állandója,
 Δp a nyomáskülönbség,
 η az elektrolit viszkozitása,
 σ az elektrolit vezetőképessége.

A filtrációs jelenségek alkalmas geológiai viszonyok között nagyobb területre kiterjedő természetes potenciálokat hozhatnak létre. Porózus falként a megfelelő szerkezetű rétegek, elektrolitként az oldott sókat mindig tartalmazó talajvíz szerepel. A nyomáskülönbség a magasság-



2. ábra.

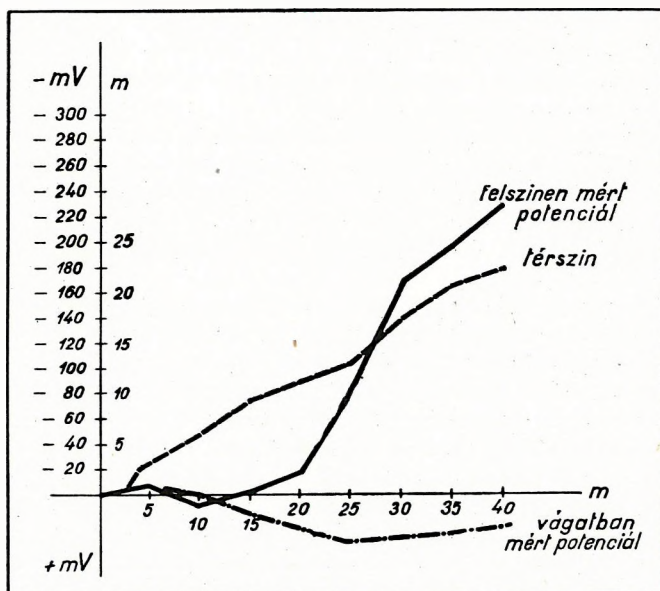
A természetes potenciál eloszlása és a térszín alakulása az AB szelvény mentén

különbségnek megfelelő hidrosztatikai nyomásból és a kapilláris nyomásból származik.

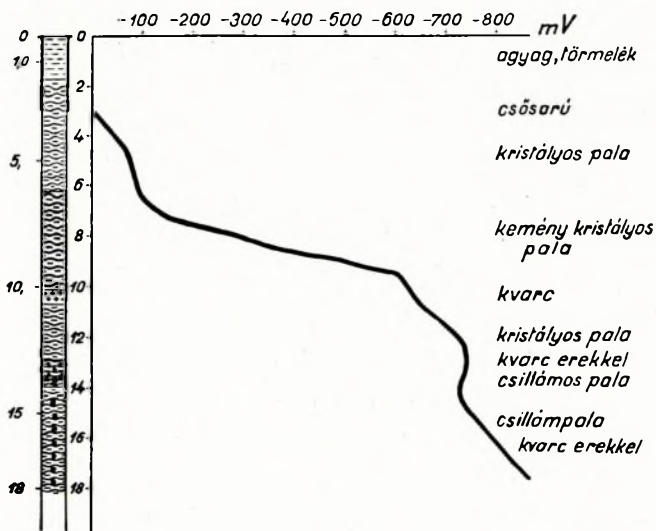
Ilyen filtrációs jelenségek adják magyarázatát azoknak a nagy — egészen 1500 mV-ig felmenő — természetes potenciál anomáliáknak, amelyeket a Velem körül folytatott mérések derítettek fel.

Az anomáliák területének geológiai felépítésében különböző karbon palák játsszák a fő szerepet. Tektonikus hatások ezeket a palákat erősen összetörték és eredeti helyükből kimozgatták. Ez a földtani felépítés kedvező a filtrációs potenciálok létrejöttére, de kedvező erre a palás szerkezet is. A felmért terület felszínének nagyobb részét nyirok és lejtőtörmelék borítja.

A mérésekről készült ekvipotenciál-vonalas térképet az 1. ábra mutatja. A negatív potenciálú területek általában hegyoldalakon helyezkednek el. 2. ábránk jellemző képet ad a potenciálértékek és a magasságok eloszlásáról, amely a legnagyobb potenciálváltozás mentén fektetett



3. ábra. A természetes potenciál eloszlása a kutató vágatban és felette a térszínen



4. ábra. A B pontban mélyített kutatófúrás geológiai és természetes potenciál szelvénye

szelvényben a térszín magasságváltozását is bemutatja. Jól látható az ábrából, hogy a térszínileg legmélyebb pontnak a legkisebb abszolút értékű negatív potenciál felel meg.

A természetes potenciál anomáliák származásának vizsgálata három módszerrel történt:

1. kismélységű (2–3 m) kutatóaknában történő természetes potenciál méréssel.

2. egy régebbi kutató-táróban, és e fölött a felszínen végzett természetes potenciálméréssel;

3. kismélységű kutatófúrással és ebben végzett természetes potenciálméréssel;

A kismélységű aknában végzett mérések nem adtak egyértelmű választ a potenciál változásának irányára, valószínűleg azért, mert csekély mélységüknél fogva nem jutottak túl a legfelső törmelékes rétegen.

A kutató-táróban és fölötté mért természetes potenciál szelvényből, amelyet a 3. ábra mutat, határozottan megállapítható, hogy amíg a nagyjából azonos szinten lévő vágatbeli pontok csekély ingadozástól eltekintve azonos potenciálon vannak, addig a felszínen mért pontok a térszín emelkedésével abszolút értékben gyorsan növekvő potenciált mutatnak.

A mért potenciálok filtrációs származásának legjobb bizonyítékát azonban a legnagyobb negatív anomálián mélyített kutató-fúrás, illetve az ebben végzett természetes potenciál szelvényezés szolgáltatta. A fúrólyuknak a fúrási jelentések alapján összeállított földtani szelvényét és a fúrólyukban mért potenciál eloszlást 4. ábránk mutatja. Mint látható, a lecsövezett szakasz után a természetes potenciál a mélység felé határozottan növekszik. (A változás pozitív irányú.) Azon a szakaszon, ahol a fúrás vékony kristályos palát harántolt, a természetes potenciál változása rendkívül gyors, eléri a 200 mV/méter értéket is.

Minthogy a magasságkülönbség csökkenésével együttjáró potenciálkülönbség-csökkenés, vagyis a mélység felé történő pozitív irányú potenciálváltozás a filtráció biztos jele, ezért a felsorolt tények figyelembevételével kétséget kizáróan megállapítható, hogy a természetes potenciál Velem körüli negatív anomáliái folyadékok filtrációjától származnak.

A méréseket az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet geoelektromos osztálya végezte.

К. ШЕБЕШТЕН ДР.:

**ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ВЫЯВЛЕНИЮ КАМЕННЫХ УГЛЕЙ, ТРАНСДАНУБИИ
ПРИ ПОМОЩИ МЕТОДА ИСКУССТВЕННО ВЫЗВАННЫХ В СКВАЖИНАХ
ПОТЕНЦИАЛОВ**

Автор коротко знакомит нас с методом искусственно вызванных потенциалов, развитым профессором В. Н. Дахновым и его сотрудниками. На основе лабораторийных и полевых измерений автор указывает на то, что метод искусственно вызванных потенциалов вообще оказывается пригодным для выделения в скважинах Трансданубии бурых каменных углей, хотя бывают такие угольные слои, которые являются исключениями.

Dr. K. Sebestyén:

**INVESTIGATIONS FOR THE DETECTION OF OUR TRANSDANUBIAN
LIGNITE DEPOSITS BY MEANS OF A GENERATED POTENTIAL METHOD
IN A BORE-HOLE**

Author briefly discusses that kind of generated potential method which was developed by Mr. Dachnov and his collaborators. By reason of laboratory and field measurements he further proves that the generated potential method generally promises to be suitable for the detection of Transdanubian lignite in bore-holes, but some of the deposits make an exception.

**VIZSGÁLATOK NÉHÁNY HAZAI KŐSZÉN KIMUTATÁSÁRA
FÚRÓLYUKBAN GERJESZTETT POTENCIÁL MÓDSZERREL**

Dr. SEBESTYÉN KÁROLY

A hazai szénfúrások elektromos vizsgálata egészen rövid múltra tekint vissza. Többé kevésbé rendszeres kísérletek csak néhány éve folynak, pedig a szénkutatók pontosabbá tétele megérdemli a legnagyobb figyelmet. Az alábbiakban azokat a vizsgálatokat ismertetem, amelyek a Szovjetunióban fekete kőszén kimutatására jó eredménnyel alkalmazott, gerjesztett potenciál módszer hazai bevezetésének alapjait kívánják szolgálni.

A szénnek fúrólyukban történő kimutatásában a hazai és külföldi irodalom alapján két időszakot figyelhetünk meg. Az első időszakban a

A kézirat 1955. január 18-án érkezett be.

szén, illetve szenes rétegek kimutatására azokat a módszereket igyekeztek felhasználni, amelyekkel az olajbányászattal kapcsolatos mélyfúrás-vizsgálatokban nagy sikereket értek el. Ezekről a kísérletekről dr. Láng László a Bányászati Lapok 1952. júliusi számában számol be. Az alkalmazott módszerek közül a PS mérés, a hőmérsékletmérés és a lyukátmérő szelvényezés mutatott a vizsgált fúrásban többé-kevésbé jellemző indikációt a köszénrétegekre. Ezek a kezdeti eredmények azonban nem voltak általánosíthatók, mert olyan fizikai tényezőkre támaszkodtak, amelyek nem állandók az egész szénmedencében, vagy érvényrejutásuk függ az alkalmazott fúrási technikától. Pl. a mecseki szénmedence egyes telepeinek porhanyóssága lehetőséget ad ezeknek a fúrólyukátmérő növekedése által történő kimutatására. Ugyanígy egyes szénrétegekből kiszabaduló metán hőmérsékletcsökkenést hozhat létre, mely hőmérsékletszelvényezéssel megállapítható.

Nyilvánvaló, hogy azok a kutatási módok, amelyek olyan fizikai állandóra támaszkodnak, mely még ugyanazon mezőben sem állandó, a siker igen kis reményével vihetők át egy másik medencébe, ahol a kérdéses állandó esetleg egészen másként jelentkezik.

Szükségesnek látszik olyan vizsgálati módszer bevezetése, amely a köszének általánosabb tulajdonságain alapszik, amely tehát általánosabb érvényű megállapításokat tehet, mint az eddigi módszerek. Ilyen tulajdonság a köszéken oxidáló folyadékok hatása alatt létrejövő negatív potenciál, melyet a folyadékhoz viszonyítva tapasztalunk. Ez képezi alapját a második időszak vizsgálatainak. Ezek a vizsgálatok a gerjesztett potenciál-módszeren alapulnak.

Az alábbiakban röviden ismertetem

a gerjesztett potenciál módszert és kapcsolatát az oxidációs jelenségekkel,

a gerjesztett potenciál mérésére szolgáló berendezést,

a terepen alkalmazott mérési eljárást,

az eredmények kiértékelését.

Laboratóriumi és terepmérések alapján megállapítom, hogy a dunántúli köszének fúrólyukban történő kimutatására milyen eredmények várhatók a gerjesztett potenciál-módszertől.

A módszer leírása

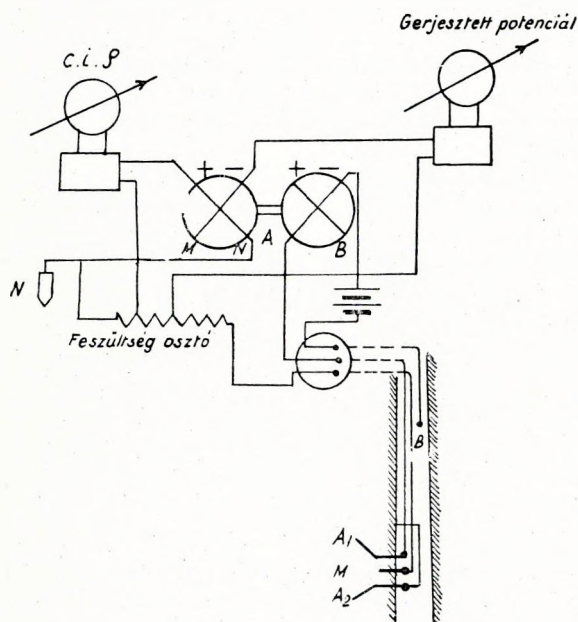
A gerjesztett potenciál-módszerrel mint felszíni mérőmódszerrel az irodalomban számos helyen találkozunk, de szélesebbkörű alkalmazásra nem talált, mert a mérésére szolgáló berendezés meglehetősen bonyolult volt. Nagyobb fejlődésnek csak akkor indult, amikor V. N. Dahnov és munkatársai fúrólyukak vizsgálatára alkalmas formában dolgozták ki.

A módszer alapja az a tapasztalati tény, hogy ha két elektródán keresztül a talajba áramot vezetünk, az áram megszüntével a két elektróda között az időben gyorsan csökkenő potenciálkülönbség észlelhető. Ugyanazon mérőelrendezéssel azonos áramerősség mellett különféle közegekben más-más lesz a felleépőpotenciál nagysága és időbeli lefutása.

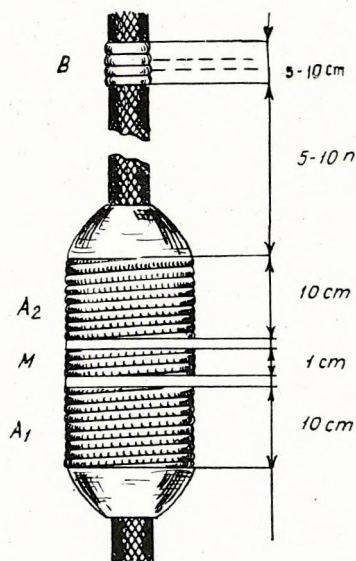
V. N. Dahnov és munkatársai részletes vizsgálatokat végeztek az árammal történt gerjesztés útján létrehozott potenciálok származására vonatkozóan. Bebizonyították, hogy az így létrehozott potenciálok kőszenek esetében azonos természetűek az oxidáló folyadékok hatására létrejövő potenciálokkal. Ez utóbbi tehát mértéke lehet a kőszén fúrólyukban való kimutathatóságának.

A mérőberendezés ismertetése

A gerjesztett potenciálok mérésének gyakorlati végrehajtása ugyanazokkal a műszerekkel és berendezésekkel történik, mint az egyéb lyuk-



1. ábra. A gerjesztett potenciál mérésére szolgáló berendezés kapcsolási vázlata



2. ábra. Gerjesztett potenciál mérésére szolgáló szonda

szelvényező műveletek. A mérőberendezés elvi kapcsolási vázlatát 1. ábránk mutatja. Az egyik galvanométer az áramfolyással egyidőben van a mérőelektrodákra kapcsolva. A mért feszültség arányos a látszólagos ellenállással és a bevezetett áram erősségével. A másik (jobboldali) galvanométer akkor van a mérőelektrodák körébe bekapcsolva, amikor a gerjesztő áram szünetel. Mint említettem, a gerjesztett potenciál értéke az áram kikapcsolása után rohamosan csökken. Célszerű tehát olyan kapcsolót választani, amely az áram kikapcsolása után rövid és igen állandó időtartam elteltével kapcsolja a mérendő feszültséget a galvanométerhez.

Ezt a feladatot a pulzátor oldja meg úgy, hogy egyik félperiódusban a gerjesztőáram körét, a másikban a gerjesztett potenciál mérésére szolgáló áramkört zárja.

Igen fontos szerepe van a gerjesztett potenciál mérésében a szondának, amely lényegesen eltér az ellenállásmérő szondák szokott alakjától. A gerjesztés akkor oldható meg gazdaságosan, vagyis úgy, hogy ugyanolyan bevezetett áram esetén a közeten létrehozott áramsűrűség maximális legyen, ha az alkalmazott szonda átmérője a lehető legjobban megközelíti a fúrólyuk átmérőjét. Ez azonban még nem elegendő. A gerjesztett potenciál ugyanis az árambevezető elektródától távolodva gyorsan csökken. Ha tehát a legnagyobb gerjesztett feszültségértéket akarjuk mérni, a mérőelektródát közvetlenül az árambevezető elektróda mellé, vagy esetleg a kettéosztott áramelektroda két része közé célszerű elhelyezni. A másik áramelektroda nagyobb távolságra történő elvitelével elérhető, hogy annak elektromos tere nem zavarja a mérést. Egy szokásos szondatípust 2. ábránk mutat. Ezen A_1 , A_2 a kettéosztott, B az eltávolított áramelektroda. M a mérő elektróda. A másik mérőelektródát (N) a felszínen a mérőhely közelében telepítjük.

Terepeljárás

Előzőkben említettem, hogy a kísérletek biztonsága szerint az áram hatására létrejött potenciál nagysága és időbeli lefutása is jellemző a gerjesztett közetre. Így egy közet vizsgálata folyamán jellemzőként vehető egyrészt a fellépő potenciál értéke az áramsűrűség függvényében, másrészt a potenciál időbeli változása az áram kikapcsolása után. Ez utóbbi lehetőség technikai kivitele azonban meglehetősen nehéz, ezért általában az első összefüggést vizsgáljuk.

A gerjesztett potenciál mérése természetesen nem teszi feleslegessé azokat a fúrólyukszelvényezési eljárásokat, amelyek a fúrólyuk általános földtani felépítésének vizsgálatára szolgálnak (PS ρ_1 , ρ_2). Teljes értékű fúrólyukvizsgálat tehát az általános szelvényezési eljárások és a gerjesztett potenciál-módszer együttes alkalmazásából áll.

Az elmondottak figyelembevételével egy fúrólyuknak gerjesztett potenciál módszerrel történő vizsgálata az alábbiak szerint folyik le:

1. PS és különböző típusú ellenállásmérés.
2. Gerjesztett potenciálgörbék felvétele negatív irányú növekedő áramerősségekkel. (A negatív áramirány alatt azt értjük, hogy a kettéválasztott áramelektroda a telep negatív sarkával van összekötve.)
3. Gerjesztett potenciálgörbék felvétele pozitív irányú növekedő áramerősségekkel.

Nem közömbös a másik elektróda helyzete sem. Kifogástalan gerjesztett potenciálgörbe csak akkor vehető fel, ha a B elektróda követi a mérőelektródát. Ellenkező esetben ugyanis a nagyobb remanenciával rendelkező közetekben visszamaradt potenciálok eltorzítják a mérés eredményét.

Kiértékelés és értelmezés

A fúrólukban felvett gerjesztett potenciálgörbékől közvetlen szemlélet alapján is hasznos következtetéseket vonhatunk a fúróluk földtani felépítésére. Megállapíthatjuk így, hogy ugyanazon áramerősség hatására a fúróluk melyik szakaszán lépett fel nagyobb potenciálérték, tehát hogy hol helyezkednek el jobban gerjeszthető földtani képződmények. Sokkal részletesebb felvilágosításokat kapunk a rétegekről akkor, ha a mért potenciálértékeket a gerjesztőáram erősségének függvényében koordináta-rendszerben ábrázoljuk. A kapott görbék a «potenciál aktivitási» görbék. Mint az előzőkben láttuk, a mért potenciál értéke az áram-sűrűségtől, tehát ugyanazon bevezetett áram esetén a fúróluk és a szonda méreteitől függ. Különböző fúrólukokban felvett potenciálaktivitási görbéket csak akkor lehet további következtetésekre felhasználni, ha az áramsűrűségek azonosságát biztosítjuk. Ez legkönnyebben úgy történhetik, hogy az adott fúrólukátmérőhöz olyan szonda-átmérőt választunk, hogy hányadosuk állandó érték legyen. Még így is maradnak zavaró tényezők (pl. izapellenállás), ezek hatása azonban feltételezhetően kisebb. Az így felvett görbék lehetőségét adnak ugyanazon fúrólukban a rétegek megkülönböztetésére és szomszédos fúrólukokban egyes jellemző rétegek korrelálására.

A kísérletek megmutatták, hogy a különböző közhémeségek nem mutatnak egyenlő mértékben gerjesztett potenciált. Az is feltételezhető, hogy a szőnen kívül még más ásványok is vannak, amelyek gerjesztett potenciált adnak, pl. szulfidércék. A kőzeteknek és ásványoknak elektromos árammal történő gerjesztéssel szemben tanúsított viselkedésére vonatkozóan tapasztalatot két úton szerezhetünk.

Az első lehetőség az, hogy ismert földtani szelvényű fúrólukban végzünk gerjesztett potenciálméréseket és a felvett elektromos szelvényt összehasonlítjuk a földtani szelvénnel. Ez az eljárás kétségtelenül a legközvetlenebb és legmegbízhatóbb adatokat szolgáltatja. Fő hiányosságai, hogy nem ismételhető meg tetszés szerinti számban; hogy a vizsgálni kívánt tényezőket nem mindig lehet változtatni; és hogy meglehetősen költséges. Éppen ezért nagy fontosságot kell tulajdonítanunk a laboratóriumi méréseknek, amelyek kísérleti feltételeit tetszőlegesen változtatjuk és így a jelenségek összefüggéseire jobban fényt deríthetünk.

A laboratóriumi mérésekben a potenciál aktivitásra vonatkozóan első felvilágosítást az «oxidációs potenciál» görbék felvétele ad. Ez a vizsgálat abból áll, hogy megmérjük a vizsgálandó kőshőnek 2—3%-os kénsav és változó normalitású káliumbikromát oldatba történt merítése esetén kalomel elektródához viszonyított potenciálját. Ha az oldat káliumbikromát tartalmát fokozatosan növeljük és a mért potenciál értékeket a koncentráció függvényében ábrázoljuk, akkor a kőshőmintára jellemző görbét kapunk.

A kőshőminták részletesebb vizsgálatát a terepen használt berendezéssel elvi felépítésében teljesen azonos berendezéssel végezzük. Eltérés csupán abban van, hogy a fúrólukat és a leeresztendő szondát itt egy elektrolittal töltött tál helyettesíti, amelyben a megfelelő alakra formált minta

van. Az elektrolit fajlagos ellenállását a fúróiszapével azonosnak választjuk. Megmérve a bevezetett áram erősségét, a minta felületének ismeretében kiszámítható a gerjesztő áram sűrűsége. Ennek függvényében ábrázolva a fellépő gerjesztett potenciált, az illető közetre jellemző görbét kapunk. Az áram erősségének és irányának változtatásával a görbe a hiszterézis görbéhez hasonló alakot vesz fel. Ez a görbe azonos azzal a görbével, amelyet a lyukszelvényezés adatai alapján szerkesztettünk és amelyet potenciál aktivitási görbének neveztünk. A különbség csupán annyi, hogy ott a potenciál értékeket a bevezetett áram, utóbbi esetben pedig az áramsűrűség függvényében vizsgáltuk. Az aktivitási görbének az áramsűrűség függvényében történő vizsgálata azzal az előnnyel jár, hogy mérési adataink — bárhonnet származzék is a minta — teljes értékű összehasonlításra alkalmasak. Ugyanez a fúrólyukban végzett méréseknél nem mondható. Mindenesetre a gerjesztett potenciál-aktivitási sorrend, melyet laboratóriumi mérések alapján megállapítunk, szigorúan érvényes a fúrólyukra és viszont. Így a laboratóriumi mérések a fúrólyukban végzett méréseknek fontos kiegészítői.

Dunántúli kőszeneink vizsgálata

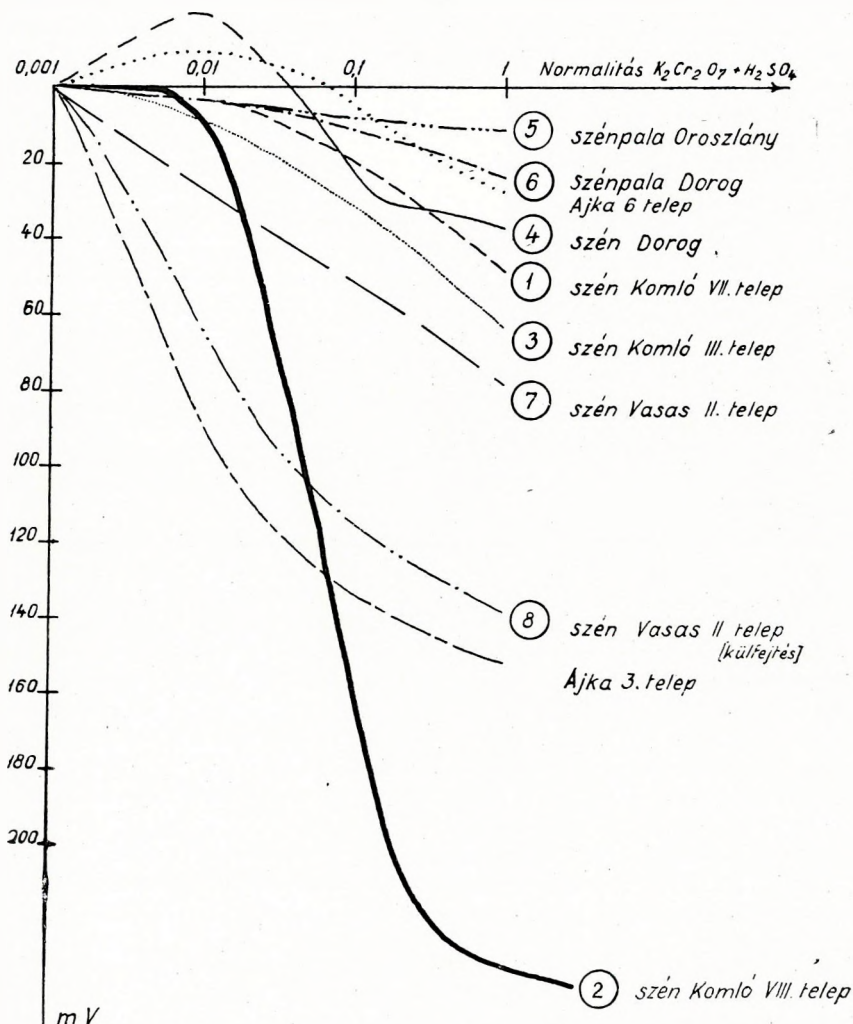
Dunántúli kőszeneink vizsgálatát az előzőekben kifejtetteknek megfelelően két vonalon folytattuk: laboratóriumban és terepen. A laboratóriumi mérések kiterjedtek az oxidáló folyadékkal és az áramgerjesztéssel történő vizsgálatokra.

Oxidációs méréseink eredményeit 3. ábránk mutatja. A vízszintes tengelyen az oxidálószer koncentrációja, a függőleges tengelyen a mért feszültség van ábrázolva mV-ban. Az ábrából megállapítható, hogy hazai kőszeneink oxidálószerrel szemben különbözőképpen viselkednek. Feltűnő különbség van pl. a komlói Kossuth akna VII-es és VIII-as telepe között. A VIII-as telep az összes vizsgált minták közül a legaktívabb. A VII-es telep szene viszont csekély potenciál-aktivitást mutat. Ugyancsak kisebb potenciál-aktivitást mutat az egyik dorogi szénminta is. Alig valamivel jobb a komlói III-as telep szénének potenciál-aktivitása is. Különbség van az ajkai szének között is. A VI-os telep kevésbé potenciál-aktív, míg a III-as telep jelentős potenciált ad oxidáló folyadék hatására. A felsorolt különbségek ellenére a még folyamatban lévő vizsgálatok azt bizonyítják, hogy dunántúli kőszeneink nagyobb része jól mérhető potenciálértéket ad oxidációs hatásra, tehát a gerjesztett potenciál módszer kimutatásukra eredményesnek ígérkezik.

Laboratóriumi méréseink zömét az árammal történő gerjesztéssel folytatott mintavizsgálatok képezték. 4. ábránk egy dorogi fúrás kőzetmintáin felvett görbét mutatja. A vízszintes tengelyen az áramsűrűség mA/cm²-ben, a függőleges tengelyen a fellépő potenciál értékek mV-ban vannak ábrázolva. Mint az ábrából látható, a fedő és fekvő potenciálaktivitási görbének a kezdőpontban vett érintői kis szöget zárnak be a vízszintes tengellyel. A potenciál-aktivitás már igen kis mV értékeknél telítési jelenséget mutat. A szén potenciál aktivitási görbéje ezzel szemben rendkívül meredek és telítési jelenségeket csaknem két nagyságrenddel

nagyobb potenciálértékeknel kapunk. Ezek a vizsgálatok azt mutatják tehát, hogy a dorogi szén gerjesztett potenciálméréssel jól megkülönböztethető a fedő és fekütől.

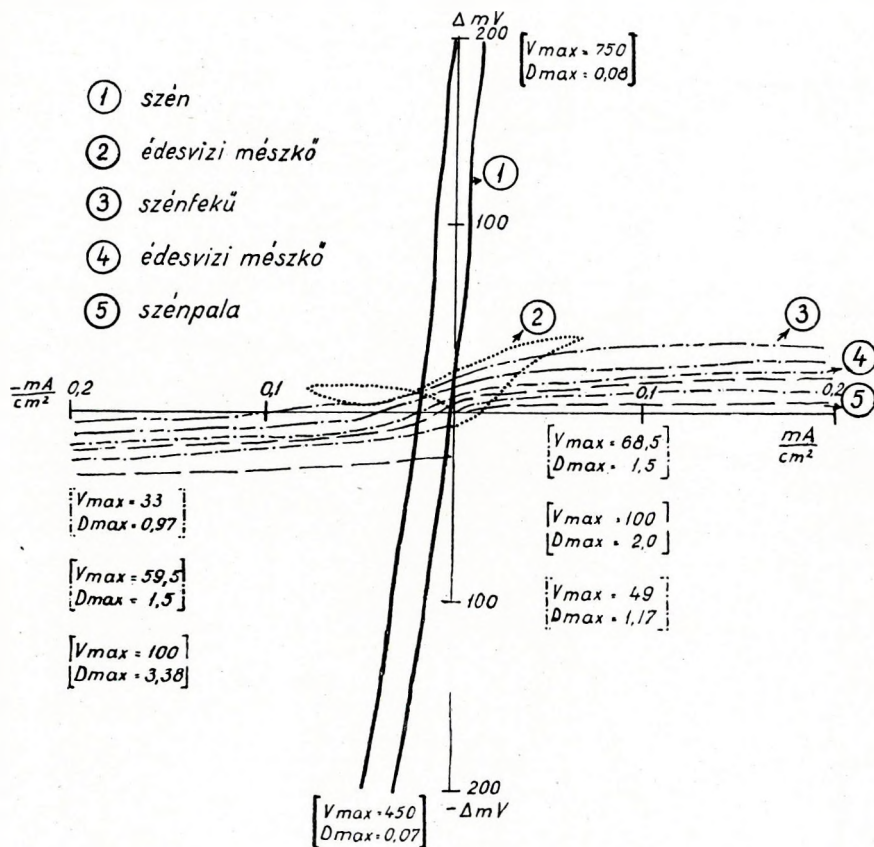
Kevésbé kedvező eredmények olvashatók ki az 5. ábrából, amely a komlói Kossuth-aknából származó kőszén fedő és fekü gerjesztett potenciál



3. ábra. Kőszenzenek oxidáló folyadék hatására jelentkező potenciáloszlás

görbéit mutatja. Az ábra léptéke ugyanaz, mint az előző ábráé. Mint látható, a VIII-as telep szene (megfelelően az oxidációs vizsgálat eredményének) meredeken emelkedő aktivitási görbét ad, amely kiemelkedik a fedő és

fekü potenciálaktivitási görbéi közül. A VII-es telep szenének aktivitása ezzel szemben a fedő és fekü kőzetek aktivitásai között van. Ebből az következik, hogy a gerjesztett potenciálmérés a komló területen egyáltalában nem tekinthető olyan módszernek, amely a szénrétegeket teljes biztonsággal kimutatja és a fedő, valamint a fekü rétegektől minden eset-



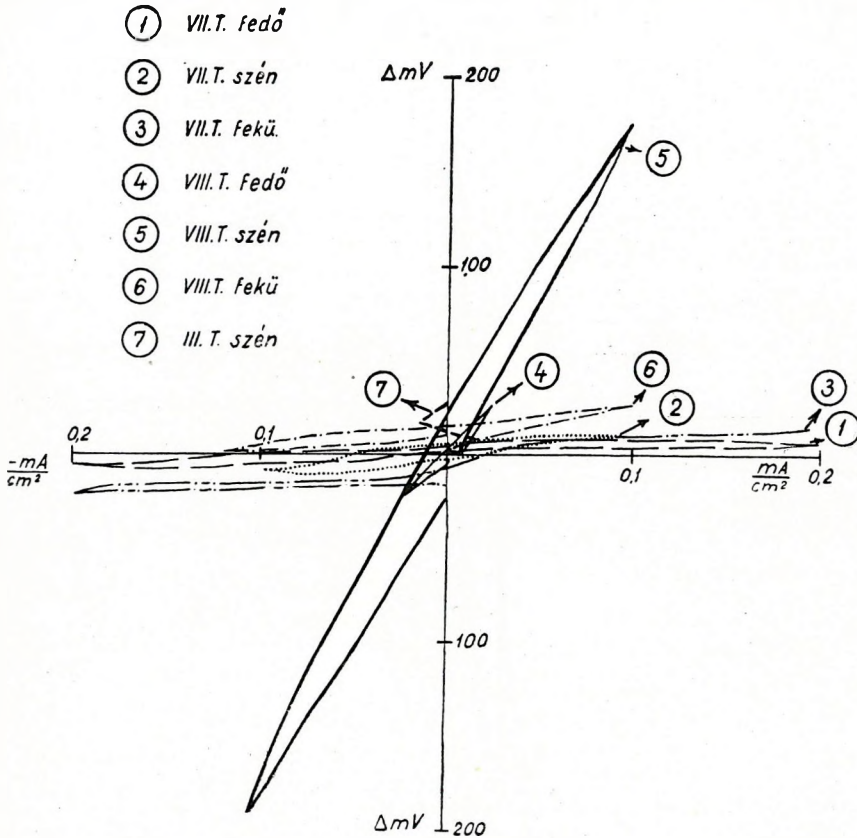
4. ábra. Dorogi kőzetmintákon felvett gerjesztett potenciálgörbék

ben megkülönbözteti. A mecseki szénmedence szeneinek kimutatásában nehézséget jelent az is, hogy még ugyanazon telep szenének sem állandók a fizikai tulajdonságai, hanem gyakran jelentős különbségek tapasztalhatók a különböző helyekről vett minták között.

6. ábránk néhány ajkai kőzetminta gerjesztett potenciál aktivitását mutatja. A szének viselkedésére vonatkozóan ugyanazokat a következtetéseket vonhatjuk le, amelyeket már az oxidációs vizsgálatokból levontunk. A szenektől jól elkülöníthető a homokkő, amely csaknem teljesen inaktív: görbéje párhuzamos az áramsűrűség-tengellyel. Érdekes a mészkő-

mintán felvett görbe, amely nagyobb kezdeti emelkedés után gyors telítést mutat. Hasonlóképpen viselkedik az egyik ajkai fúrásból származó mészmárga is.

Az oroszlanýi kőszén viselkedésére vonatkozóan 7. ábrából kapunk felvilágosítást. A görbét az egyik oroszlanýi fúrásban vettük fel. A vizsgált

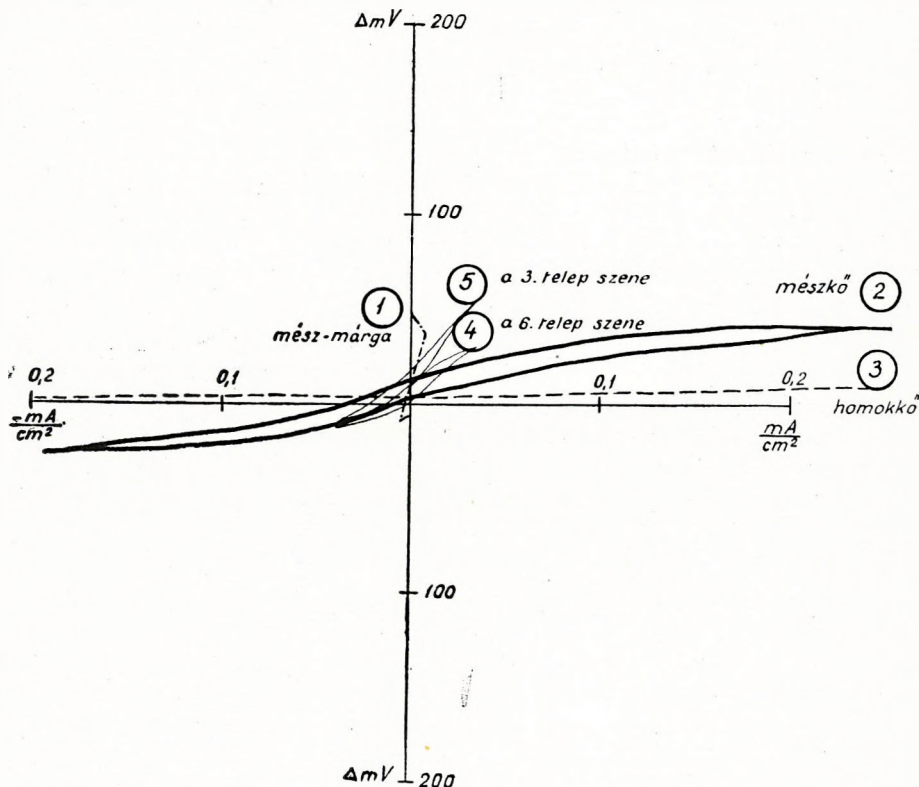


5. ábra. Komlói kőzetmintákon felvett gerjesztett potenciálgörbék

szakaszban lévő vékony szénréteg már kis gerjesztőáram esetén is jelentős potenciálértéket ad. A szelvényezési görbék alapján szerkesztett potenciál-aktivitási görbék közül legmeredekebb a széné, kisebb meredekségű az égő paláé, még kisebb a fedőben lévő csigás márgáé. Az anyag potenciál-aktivitási görbéje párhuzamos az áramtengellyel. A kísérleti mérésekből az a következtetés vonható le, hogy az oroszlanýi területen a szén gerjesztett potenciál módszerrel jól megkülönböztethető a fedő és fekü rétegektől.

A várpalotai kísérleti mérések egyik szelvényét 8. ábránk mutatja. A fúrasi szelvény 112,8—115 m-ig jelez szenet. Közben egy keskeny meddőréteg van. A gerjesztett potenciál szelvény határozott indikációt ad a

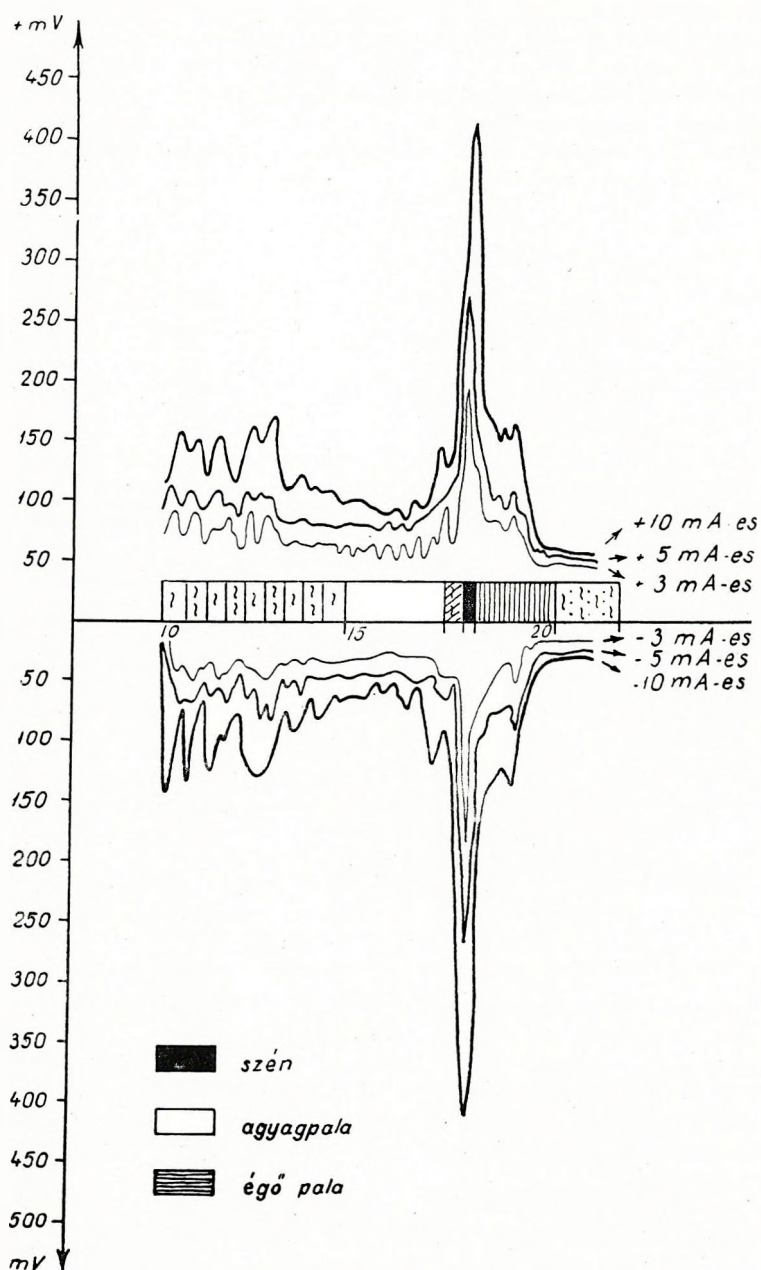
szénteleppel szemben. A kiolvasható rétegvastagságok azonban nem egyeznek a fúrásszelvénnel. Az elektromos szelvény szerint az egyik szénréteg 112,8—113,6 m-ig, a másik 114,7—115,7 m-ig tart. Az eltérés okát a fúrási rétegszelvény pontatlanságában kell keresnünk. A második szénréteg alsó része lényegesen kisebb aktivitású. Jelentkezik a gerjesztett potenciál szelvényben a 118 m körül levő tufaréteg is. A potenciál-aktivitási görbé-



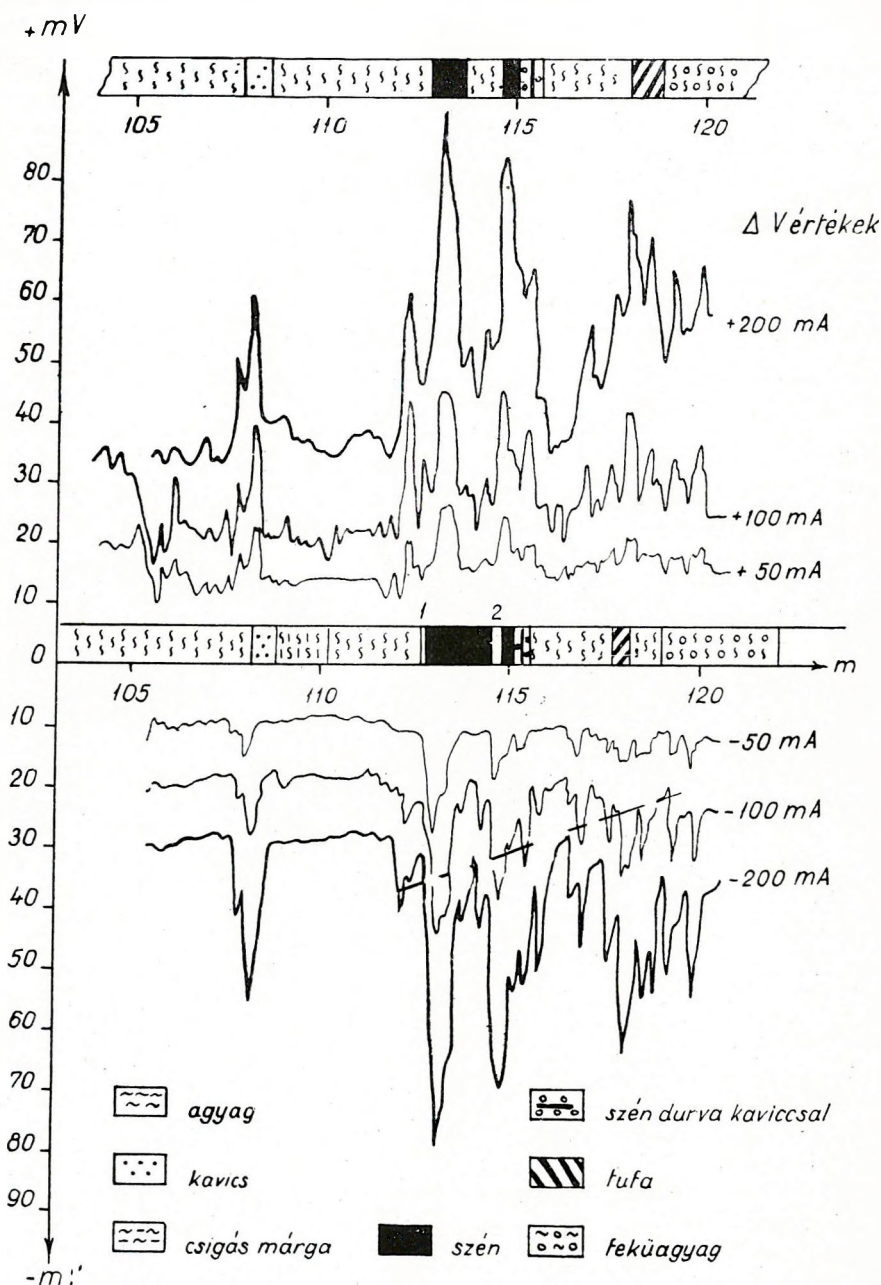
6. ábra. Ajkai kőzetmintákon felvett gerjesztett potenciálgörbék

ket megszerkesztve, a felső szénréteget aktívabbnak találjuk, mint az alsót. Még kisebb aktivitást mutat a tufa. Irodalmi adatok alapján ebből azt következtethetjük, hogy a felső szénréteg minősége jobb, mint az alsóé. Erre vonatkozóan azonban még kellő hazai tapasztalatanyag nem áll rendelkezésünkre.

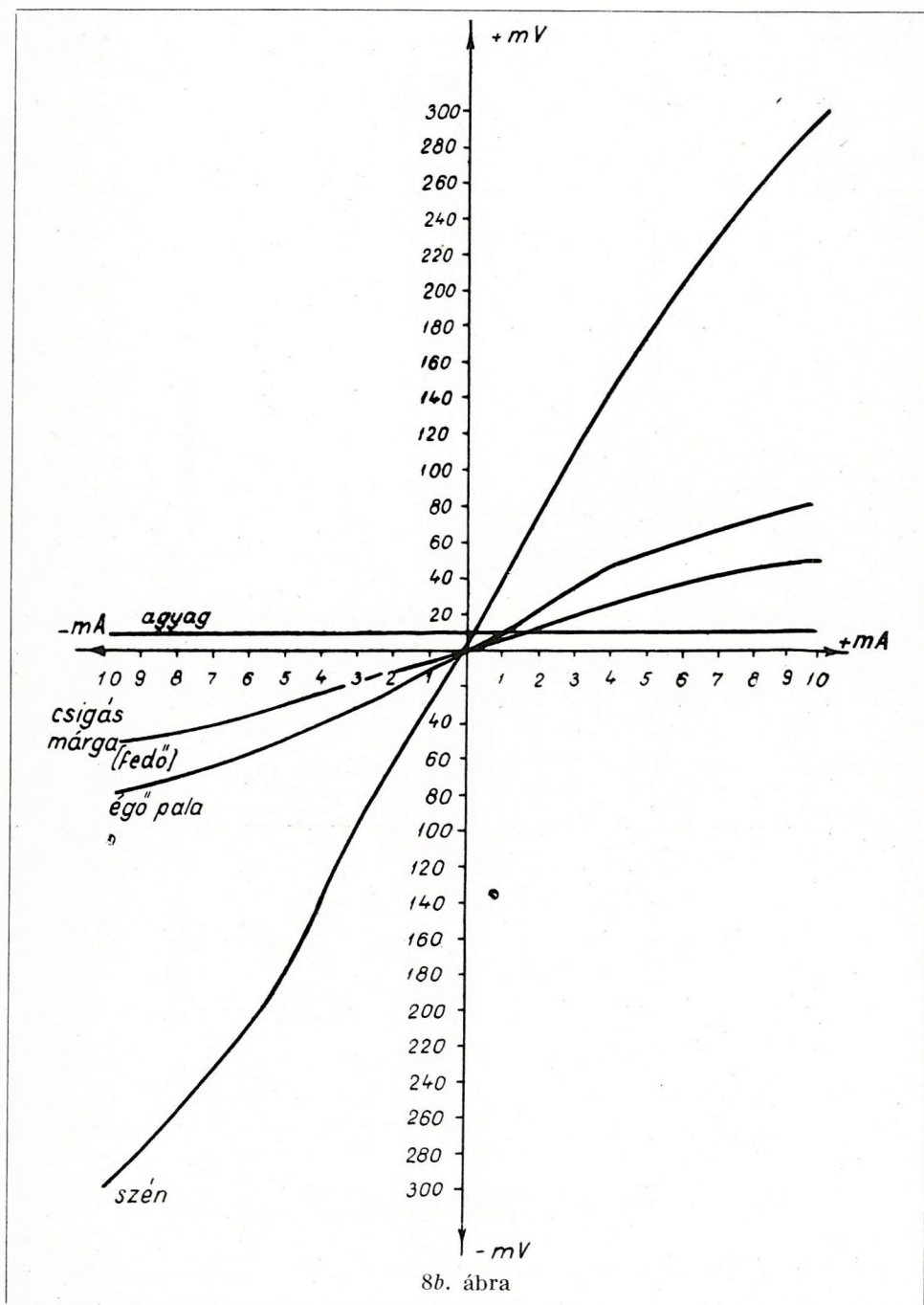
9. ábránk egy csolnoki fúrásban felvett gerjesztett potenciál szelvényt ábrázol. Az elektromos szelvényt a földtani szelvénnel összehasonlítva, megállapíthatjuk, hogy a szénrel szemben jelentős gerjesztett potenciál csúcs mutatkozik. Ez a gerjesztett potenciál azonban csak viszonylag nagyobb áramerősségeknél (50—100 mA) kezd jellemzővé válni. Ennek okát abban kereshetjük, hogy a szonda átmérője sokkal kisebb, mint a

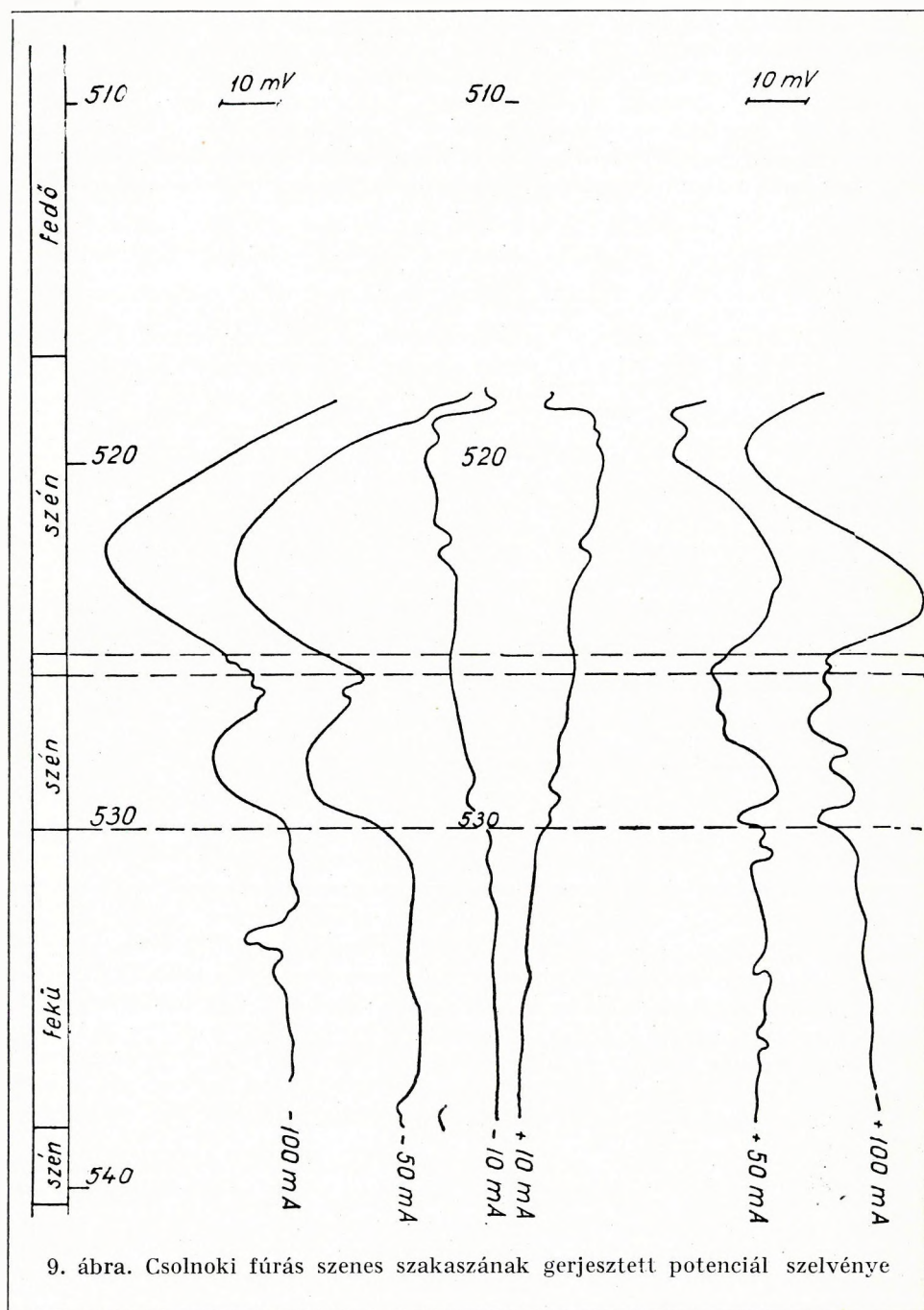


7. ábra. Oroszlányi fúrás szénese szakaszának gerjesztett potenciál szelvénye



8a. ábra. Várpalotai fúrás szenes szakaszának gerjesztett potenciál szelvénye

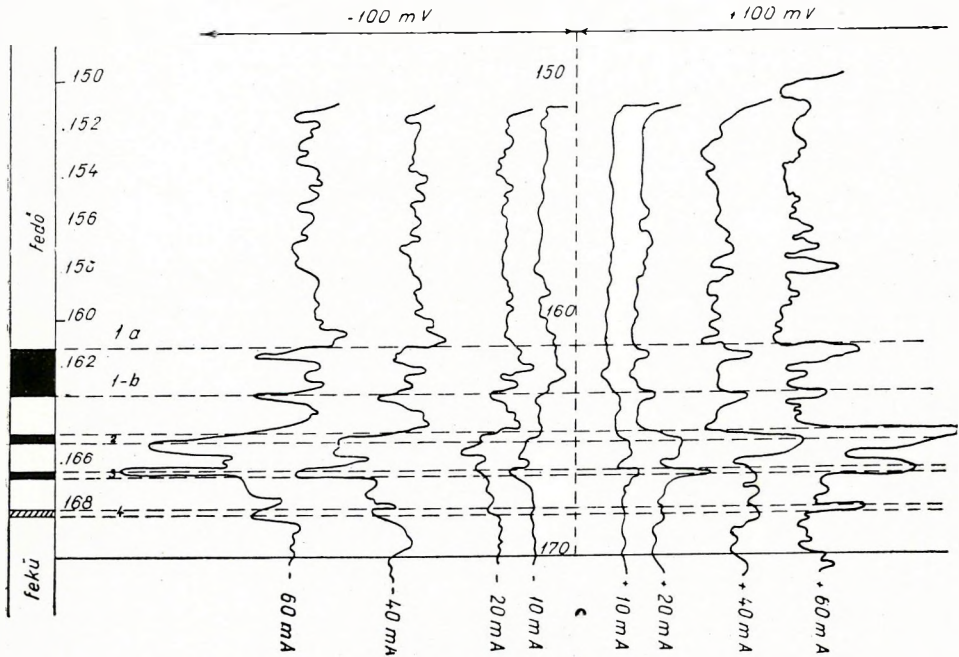




9. ábra. Csolnoki fúrás szenes szakaszának gerjesztett potenciál szelvénye

fúróluk átmérő. (A fúróluk átmérője 172 mm, az alkalmazott szondáé 50 mm volt.) Valószínűleg a kedvezőtlen szonda-lyukátmérő arány okozza azt is, hogy az anomáliák nem adják meg egyértelműen a széntelepek határait.

Bokodi kísérleti szelvényeink közül egyet a 10. ábrán láthatunk. A szén csak nagyobb áramerősségeknél ad számottevő gerjesztett potenciál-értéket. Ennek ellenére mégis jól kimutatható, mert a fedő és fekü kőzetek



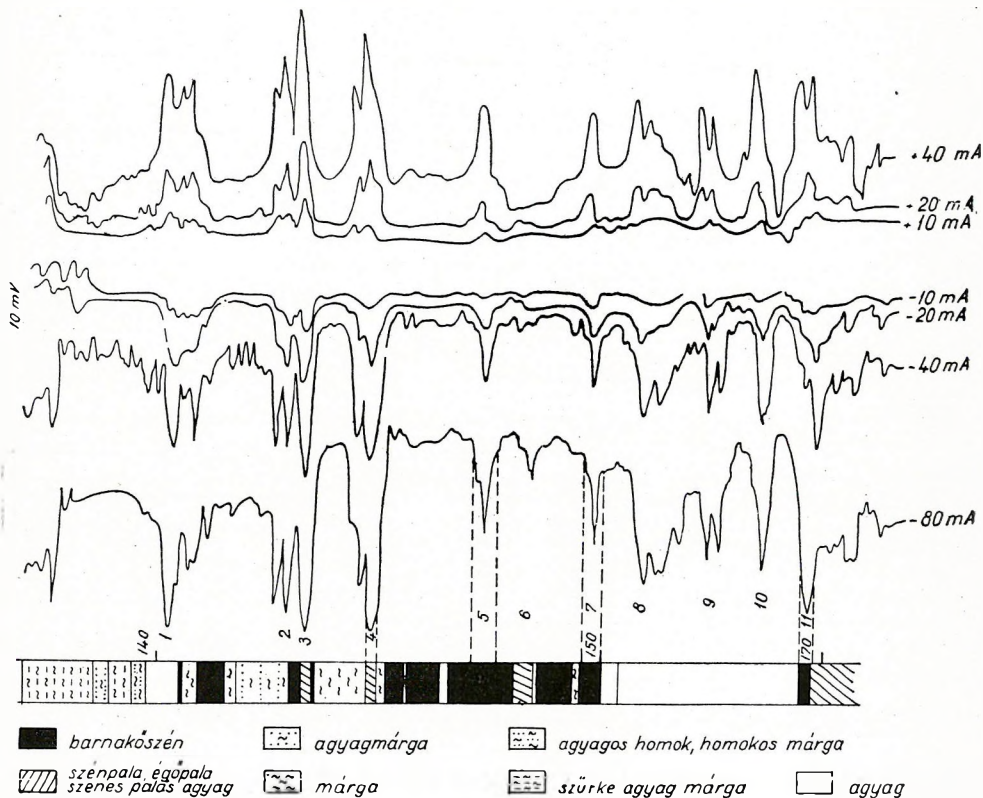
10. ábra. Bokodi fúrás szenes szakaszának gerjesztett potenciál szelvénye

potenciál-aktivitása még kisebb. A földtani szelvényen 161,2 és 163,2 m között egységesen szénnek jelölt szakasz a gerjesztett potenciál szelvényen három részre oszlik. Két jobban gerjeszthető szakaszt egy passzívabb szakasz választ el. Ha figyelembe vesszük, hogy a 165,2 m-től 168,4 m-ig tartó szenes pala szakasz (melyet csak egy keskenyebb szénréteg szakít meg) aránylag kisebb gerjesztett potenciálértéket ad, akkor azt mondhatjuk, hogy az előbb említett kevésbé aktív szakasz is valószínűleg égő pala lesz.

A 11. ábrán bemutatott ajkai kísérleti szelvény megerősíti a laboratóriumi vizsgálatok eredményeit, tudniillik azt, hogy az ajkai kőszéntelepek egyik része aktív, a másik része passzív magatartást tanúsít elektromos árammal történt gerjesztés esetén. A fúrási szelvényből még azt láthatjuk, hogy vannak olyan nem szenes rétegek, amelyek viszont elég jelentős aktivitást mutatnak.

Vizsgálataink eredményét összefoglalva megállapíthatjuk, hogy dunántúli kőszeneink nagyrésze biztosan kimutatható a gerjesztett potenciál-módszerrel. Különleges helyet csupán az ajkai és a mecseki (Komló, Pécs) szénterület foglal el. Mindkét területen az látszik valószínűnek, hogy csak a széntelepek egy része lesz gerjesztett potenciálméréssel kimutatható.

Dolgozatomban nem foglalkoztam a gerjesztett potenciálmérés műszer-



11. ábra. Ajkai fúrás szénés szakaszának gerjesztett potenciál szelvénye

és módszerfejlesztési kérdéseivel. Csupán azt kívántam vizsgálni, hogy az új módszerrel dunántúli kőszeneink milyen mértékben mutathatók ki fúrólukakban.

Jelen vizsgálatok alapját képező terepméréseket a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet lyukszelvényező csoportja, a kőzetminták begyűjtését Erkel András, a laboratóriumi méréseket Bod Magda végezte.

IRODALOM

- V. N. DAHNOV, V. N. KOBRANOVA, M. G. LATŰSOVA i V. A. RJAPALO №
V. N. DAHNOV, V. N. KOBRANOVA, M. G. LATŰSOVA i V. A. RJAPALOVA: Proműszlvaja geofizika, szbornyik sztatej, Gosztóptehizdat, 1952.
SZ. G. KOMAROV: Geofiziceszkie metodű iszzledovanija neftjanűh szkvasin, Moszkva—Leningrad, Gosztóptehizdat, 1952.
JAKOSKY: Exposition Geophysics. Los Angeles 1950.
HEILAND: Geophysical Exploration. New-York, 1949.

Л. ШТЕГЕНА И И. ЯРАНИ:

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЙ КРУТИЛЬНЫЙ СЕЙСМОМЕТР

Вообще при выполнении сейсморазведочных работ употребляются вертикальные сейсмометры, хотя в специальных случаях необходимы и горизонтальные сейсмометры. Описанный уже в другой статье крутильный сейсмометр венгерского типа очень просто переустраивается в горизонтальный сейсмометр без заметного с практической точки зрения изменения его характеристических данных. Следовательно таким же сейсмометром можно регистрировать три компонента колебаний.

L. Stegena and I. Járányi:

HORIZONTAL TORSION SEISMOMETER

Seismic prospecting is generally using vertical seismometers, but in special cases there is a need for horizontal seismometers too.

Our torsion seismometer described elsewhere may be very simply transformed into a horizontal seismometer without considerably changing any of its data from the practical point of view. We are thus able to regist all the three vibration-components with the same seismometer.

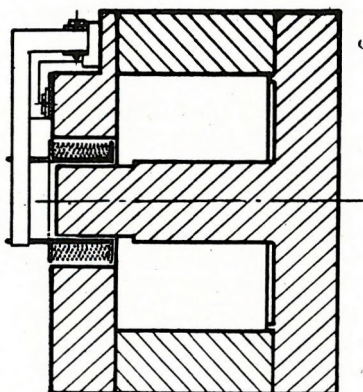
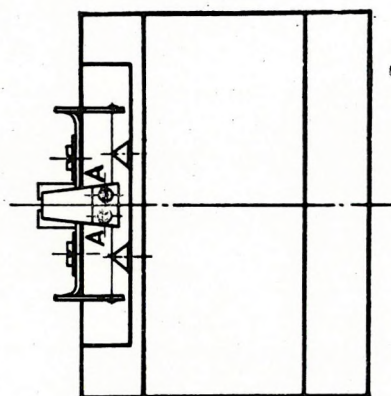
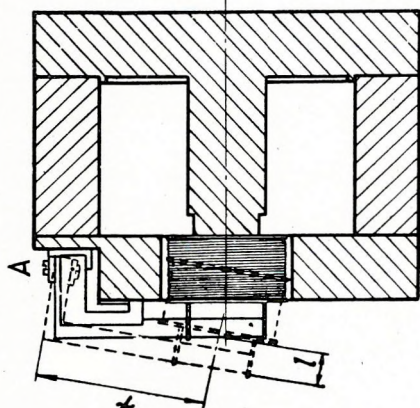
HORIZONTÁLIS TORZIÓS SZEIZMOMÉTER

STEGENA LAJOS és JÁRÁNYI ISTVÁN

A szeizmika általában vertikális szeizmométereket használ. Ennek főbb oka: az előforduló robbantópont-szeizmométer távolságok és a legfelsőbb lazaréteg igen kis sebessége miatt, a szeizmikus hullámok emergenciaszöge közel 90° . Emiatt a longitudinális hullámok vertikális, tranzverzális hullámok pedig horizontális szeizmométerekkel észlelhetők legjobban. A vertikális szeizmométerekkel észlelhető nyomáshullámok tisztábban jelentkeznek, mint a Love- és Rayleigh-hullámoktól zavart tranzverzális hullámok. A nyomáshullámok legtöbbször nagyobb energiával terjednek. A kisebb sebességgel haladó tranzverzális hullámok elvesznek a longitudinális hullámok kicsengéseiben.

Egyes esetekben szükség van a tranzverzális hullámok észlelésére is. Ilyen témakör a felsőbb talajrétegeket kutató, nagyobb építmények,

A kézirat 1954. július 1-én érkezett be.



1. ábra

völgyzárógátak alapozásával foglalkozó mérnöki szeizmika. A longitudinális és tranzverzális hullámok egyidejű észlelésével a

$$v_l = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

és

$$v_{tr} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

összefüggések segítségével a longitudinális és tranzverzális hullámok terjedési sebességei (v_l és v_{tr}), valamint a sűrűség (ρ) ismeretében a rugalmassági állandókat (λ és μ) számítani tudjuk.

A tranzverzális hullámok észlelésének más, érdekes és általános jelentősége is van. Változó és laza üledéksorral feltöltött medencék rétegeiben gyakoriak a lencsék, kiemelődések, elvékonyodások, sűrűek a közettani változások. Ezekről a rétegekről általában sok reflexiót kapunk. Ezek a reflexiók szintek azonban rendszerint csak igen rövid szakaszokon jelentkeznek. Így a korreláció, egy-egy reflexiók szint huzamos nyomonkövetése általában sikertelen. Ilyen esetekben célszerű alacsonyabb frekvenciájú szeizmikus hullámokkal dolgozni. Ezek nem képezik le a kisvastagságú rétegeket, kisméretű lencsés településeket, viszont a földtanilag is lényeges nagyobb vastagságú rétegösszleteket abban az esetben is leképezik, ha felszínük nem is túlságosan sima, vagy a felszínükön a hullámellenállás változása nem is ugrásszerű. Így bár kevesebb számú, de jobban korrelálható reflexiót kapunk. Ez a tény volt az

alapja többek között az alacsonyabb frekvenciákkal dolgozó légrobbantásos eljárásnak [1]. A tranzverzális hullámok spektruma még a légrobbantásos longitudinális hullámok spektrumánál is alacsonyabb tartományba esik [2]. Ezért ezek laza üledékű medencék kutatásakor nem hanyagolhatók el.

Előző közleményekben a szerzők egyike beszámolt torziószálás [3] és torziólapos [4] felfüggesztésű, alacsonyfrekvenciás elektrodinamikus vertikális szeizmométereinkről.

E szeizmométereink egyszerű átalakítással használhatók mint horizontális szeizmométerek. Ebben az esetben csupán a szeizmométer lengőrészének nyugalmi helyzetét kell megváltoztatni, az ábrán A-A-val jelölt két csavar segítségével, és a 90°-kal megdöntött lehelyezésre kell alkalmas tokot, illetve a meglévő tokhoz kiegészítő toldatot készíteni.

A nyugalmi helyzet átállítására azért van szükség, mert vertikális és horizontális állásban az állórészhez viszonyított nyugalmi helyzet nem azonos. Így a lengőtekerecs a mágnes légréséből az egyik esetben kifordul. Az eltérés a két nyugalmi helyzet között l cm, ez azonos a vertikális szeizmométer «belógásával»,

$$T_v = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}},$$

ahol a T_v a vertikális szeizmométer lengésideje.

Ha a szeizmométert horizontálisan használjuk, lengésideje megváltozik. A vertikális és horizontális lengésidő:

$$T_v = 2\pi \sqrt{\frac{\Theta}{D}} \quad \text{és} \quad T_H = 2\pi \sqrt{\frac{\Theta}{D + mgr}},$$

ahol Θ a lengő tehetetlenségi nyomatéka, m a tömege, D a torziós felfüggesztés irányító nyomatéka, r a lengő tömegközéppontjának távolsága a torziószáltól.

A lengésidők közelítő hányadosa pedig:

$$\frac{T_v}{T_H} = 1 + \frac{l}{2r}.$$

Eszközünk úgy van méretezve, hogy a vertikális szeizmométer 4,5 cps saját frekvenciája 5,5 cps-re változik. A lengésidő megváltozása — az áramkörök változatlanul hagyása esetén — az elektromágneses csillapítást is befolyásolja. Az alacsony sajátfrekvencia miatt, a csillapítás és a saját frekvencia megváltozása következtében a szeizmikusan értékes frekvencia tartományon belül (20—80 cps) előálló maximális fázistolás 1 millsec, a dinamikus nagyítási tényező megváltozása pedig maximálisan 2%. A szeizmométer egyéb állandói (feszültségérzékenység, belső súrlódás), változatlanok maradnak.

Így lehetőségünk van arra, hogy a rezgés mindhárom komponensét gyakorlatilag azonos felvevőkkel regisztráljuk.

A horizontális szeizmométernél a «belógás» nulla, így a torziószál kezdeti, nyugalmi igénybevétele is nulla. Ez lehetőséget nyújt igen alacsony frekvenciájú horizontális szeizmométer szerkesztésére. A kis igénybevétel miatt ugyanis D igen kicsire vehető, s így határesetben

$$T_H = 2\pi \sqrt{\frac{1}{mgr}}$$

Ez az érték pl. a mi szeizmométerünkénél $T_H = 0,7$ sec.

IRODALOM

1. T. C. POULTER: The Poulter Seismic Method of Geophysical Exploration. Geophysics, 1950. Vol. 15. p. 181.
2. N. RICHTER, R. D. LYNN: Composite Reflections. Geophysics, 1950. Vol. 15. p. 30.
3. A szeizmométer építés problémáiról. M. Tud. Akad. Közleményei. 1951. V. 1–2.
4. Alacsonyfrekvenciás torziólapos szeizmométer. Geofizikai Közlemények II. 5.

Д. СЕНАШ И Л. ГЕРЕБЕН:

О ПРИМЕНЕНИИ МЕТОДА ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН ПРИ РАЗВЕДКЕ БОКСИТА

Для разведки в Венгрии бокситовых залежей, имеющих карстовую подошву, метод преломленных волн оказывается пригодным, так как между подошвой и кровлей бокситовых залежей несогласное напластование является, с геологической точки зрения, заметным и разница в скоростях сейсмических волн, определенных в упомянутых средах, физически является также заметной. Сейсмические измерения позволяют истолковать гравитационно-вариметрические изогалы территории.

Gy. Szénás and L. Gereben:

AN APPLICATION OF SEISMIC REFRACTION METHOD IN EXPLORATION FOR BAUXITE

For prospecting of the basement of the carsteous bauxite deposits in Hungary, the seismic refraction method seems to be convenient because geologically substantial unconformity, physically considerable velocity contrast exists between the basement and the cover.

The seismic survey makes possible the interpretation of the torsion-balance isogals of the area.

SZEIZMIKUS REFRAKCIÓS MÉRÉSEK ALKALMAZÁSA A BAUXITKUTATÁSBAN

SZÉNÁS GYÖRGY és GEREBEN LÁSZLÓ

A hazai bauxitelőfordulásokra — kisebb-nagyobb ásványtani és kor-különbségektől eltekintve — általában jellemző a triászkorú karbonátos feké (dolomit, mészkő) és felette diszkordanciával (üledékhézaggal) települt más fáciesű üledék [1]. Közös vonás még az is, hogy a bauxittelepek általában nem túlságosan vastagok, és a feküterszín mélyedéseit, az egykori karszt töbreit, dolinait töltik ki, illetve itt dúsulnak fel műrevaló mennyiségben. A feké mélysége 5 m és néhány 100 m között változik. A műrevalóság jelenlegi mélységi határa 200 m körüli érték.

Azokat a bauxittelepeket, amelyek a felszinen vagy a felszínhez egészen közel voltak, ma már nagyrészen leművelték. Az érdeklődés ezért

A kézirat 1954. október 30-án érkezett be.

egyre inkább azok felé a telepek felé fordul, amelyek mélyebben ugyan, de a kritikus mélység felett vannak. Ez fordította a figyelmet a geofizikai kutatómódszerek alkalmazására a bauxitkutatásban.

A geofizikai kutatás *feladata* az, hogy a bauxitlepek legvalószínűbb és a kritikus mélység felett lévő helyeit úgy jelölje ki, hogy a meddő (nem érctestbe vagy a kritikus mélység alá fúrt) fúrások száma a minimumra csökkenjen.

A geofizikai kutatómódszerek közül több is alkalmasnak látszik arra, hogy a bauxit szerkezeti viszonyairól tájékoztatást nyújtson. Egyik másik módszer pedig — pl. a földmágneses és az elektromos ellenállásmérő módszer — arra is alkalmas, hogy magának a bauxittestnek a jelenlétét vagy hiányát is kimutassa. A két említett módszert több-kevesebb sikerrel valóban alkalmazták is a bauxitkutatásban.

A bauxitlepek rétegtani szelvényében a fizikai tulajdonságok legnagyobb változása a fekü felszínén van. Itt — hazai viszonylatban — a sűrűségkülönbség is jelentékeny. Erre a tényre alapították a közvetett meghatározást szolgáló (szerkezetkutató) méréseket és ezek közül elsőnek a gravitációs mérést alkalmazták azon elgondolás alapján, hogy a gravitációs maximumok a triász alaphegységnek (fekünek) a műrevaló mélység fölé emelt rögeit fogják jelezni.

A feküfelszín mélységének meghatározására azonban a gravitációs módszer nem vállalkozhat; ez a szeizmikus kutatás feladata. Ugyancsak a szeizmikus mérés hivatott arra is, hogy a gravitációs maximumok helyes földtani értelmezéséhez adatokat nyújtson akkor is, amikor a maximumnak nem az előbb említett egyszerű tektonikai magyarázata van.

Ami a szeizmikus módszereknek a bauxitkutatásban történt alkalmazását illeti, a szakirodalomból annyi ismeretes, hogy 1942-ben Észak-amerikában (Arkansas) refrakciós módszert alkalmaztak a bauxit feküjének nyomozására. Az arkansasi bauxit azonban szilikátbauxit, így eredete és települése eltér a magyar (tehát karszt-) bauxitokétól [2].

A szeizmikus módszereknek a hazai bauxitkutatásban való alkalmazhatóságának eldöntésére 1954 tavaszán kísérleti méréseket végeztünk egy dunántúli bauxitterületen, ahol a fekü triász dolomit, a fedő pedig általában eocén kőszenes agyagból és mészkőből, valamint miocén kavicsból és durva mészkőből áll, és átlagosan 200 m vastagságú.

A módszerkiválasztás során a reflexiós módszert a várható kis mélységek miatt kirekesztettük. Ezt az elhatározásunkat léglövessel végzett reflexiós kísérleti méréseink eredménytelensége is indokolta. A kutatási feladat megoldására a refrakciós módszer látszott alkalmasnak. Ennek alkalmazhatóságát az dönthette el, hogy a fekü dolomit és a fedő között van-e megfelelő mérvű sebességeltérés. Első kísérleti mérésünk célja elsősorban ennek az eldöntése volt. A mérések során megállapíthattuk, hogy a feltételezett sebességeltérés fennáll. A bauxit feküjét alkotó triász dolomitra jellemző terjedési sebesség jóval nagyobb, mint a fedő bármely rétegének sebességértéke. Az előbbi értéket 5000 m/sec körülinek találtuk, az utóbbiak 2200—2800 m/sec között változtak, egyes helyi eltérésektől eltekintve. Ez a jelentős sebességkülönbség lehetővé tette a dolomit felszínének jó szeizmikus kimutatását.

A szóbanforgó területen 5 szelvényben végeztünk méréseket. A mérési vonalak elhelyezésénél felhasználtuk a Magyar Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet 1953-ban végzett Eötvös-inga méréseinek izogal térképét úgy, hogy minden egyes gravitációs maximumot emelt helyzetű dolomit indikációjának tekintettünk (l. 1. ábra). Két mérési vonalat csapásirányban, hármat pedig dőlésirányban helyeztünk el. A mérési vonalak hossza 1610 m és 4830 m között változott. Méréseinknél a lövés és ellenlövés módszerét alkalmaztuk. A szeizmométerköz — a szükséghez képest — 10 m és 25 m között változott. Meghatároztuk az alaphegység felszínének a helyzetét. A mélységi adatok helyességét a kutatófúrások maximálisan 5% eltéréssel igazolták.

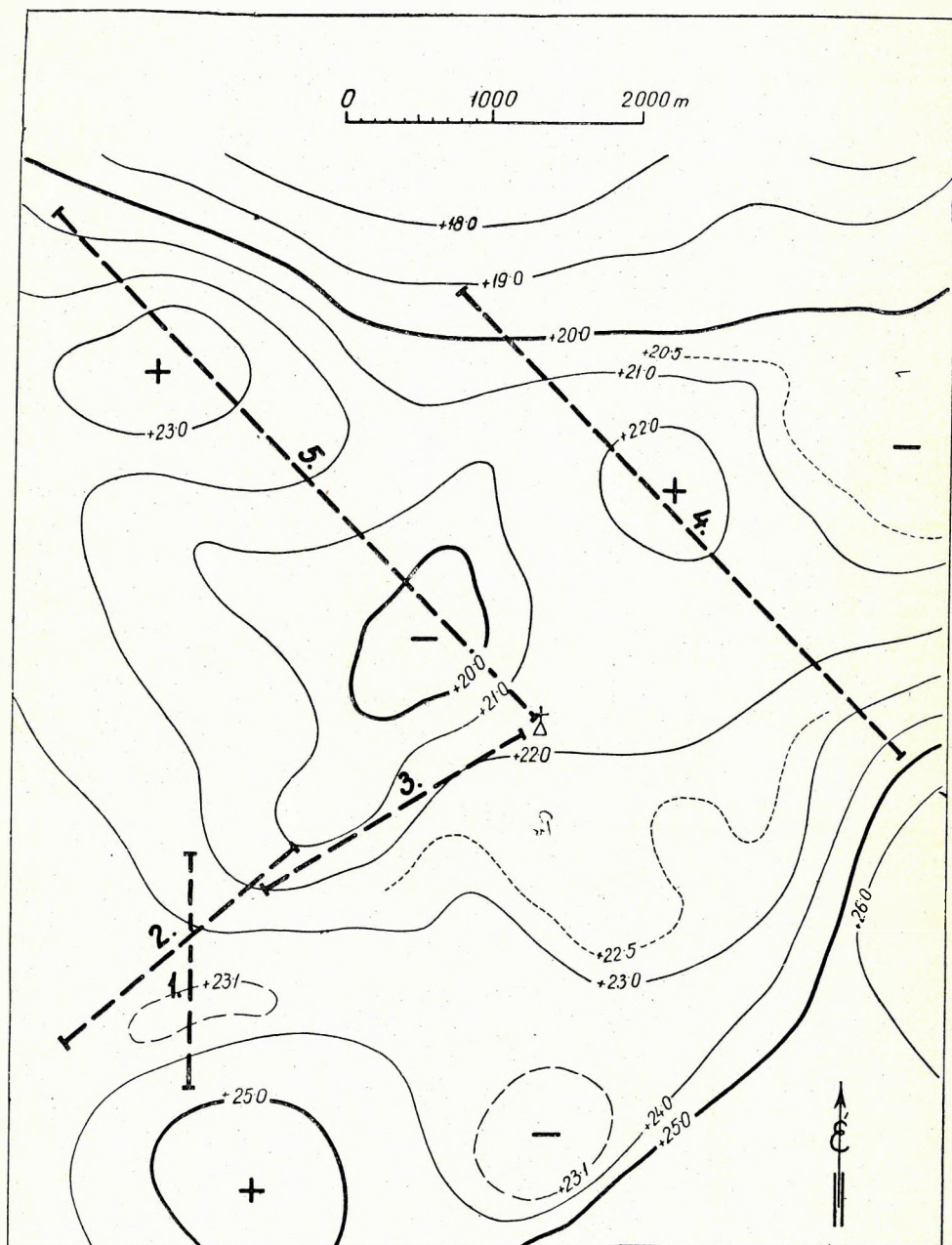
A mérések során meghatározott sebességértékekre vonatkozóan a következőket mondhatjuk: az alaphegység felszínén — mint említettük — a határsebesség értéke az egész területen 5000 m/sec körüli, kivéve az 5. szelvény É-i részét, ahol 4200 m/sec jelentkezett. A fedőben a Ny-i részen egy, a K-i és az É-i részen két refraktáló határfelület jelentkezik; a legfelső rétegben a terjedési sebesség 2200 m/sec, az említett határfelületekhez tartozó határsebességértékek pedig: az első esetben 2900 m/sec, a második esetben 2600 m/sec, illetve 3050 m/sec.

A módszer alkalmazhatóságának eldöntését célzó 1. kísérleti vonalunkat földtanilag ismert területen, É-D-i irányban helyeztük el, több kutató fúráson keresztül. A vonalban lévő fúrásokon átfektetett földtani szelvényből jól kivehető a feküldolomit lefutása (l. 2. ábra).

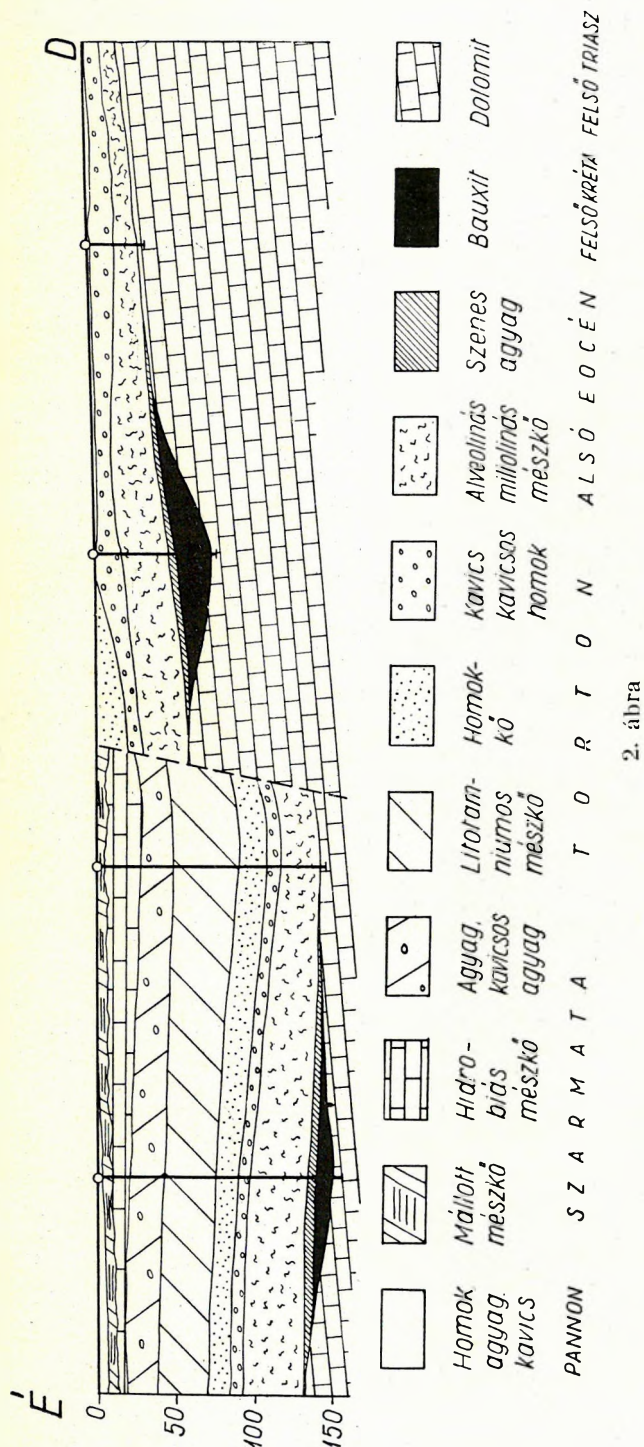
A mérések során 10 m-es szeizmométerközt alkalmaztunk; a robbantások 1,5—3 m mély, kézzel fúrt lyukakban történtek.

Az energiaátadási viszonyok szempontjából a vonal két részre osztható. A vetőtől É-ra fekvő részen, ahol a dolomit mélyebben fekszik, az energiaátadás kedvezőbb, mint az emeltebb helyzetű D-i részen. Ennek magyarázatát a vetődés következtében más közettani összetételű rétegnek a felszínhez való közelebbjutásában látjuk. Vető által megszakított többi szelvényeinknél is több alkalommal megfigyelhettük az energiaátadási viszonyok ilyen megváltozását. Első vonalunk földtani szelvénye megerősíti az említett feltevést, mert az emeltebb részen a felszínhez közel fekvő miocén kavicsos homok minden bizonnyal jobban elnyeli az energiát, mint a mélyebben fekvő részen a feltalaj alatti szarmata mészkő. Az energiaátadási viszonyok különbözőségéről tett megállapításunkat a folyamatosan végzett korrekciós észlelésekből nyert V_0 értékek alakulása is alátámasztani látszik. Vonalunk 0° pontjától a vetőig $V_0 = 410\text{—}440$ m/sec; a vetőtől D-re, az emeltebb helyzetű részen $V_0 = 200\text{—}350$ m/sec.

Az 1. mérési vonalunkon végzett kísérleti mérések eredményéből nem csupán az állapítható meg, hogy a szóbanforgó területen adóttak a refrakciós módszer alkalmazásához szükséges fizikai jellemzők, hanem az is, hogy az e módszerrel végzett mérésekből nagy pontossággal meghatározható a dolomit felszínének mélysége és alakja. Ezt alátámasztja a szeizmikus szelvény és a földtani szelvény jó egyezése. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a két szelvény összehasonlítása csak a kutatás tárgyát alkotó dolomitfelszínre vonatkozólag végezhető és végzendő el. Ha az összehasonlítás így történik, akkor azt mondhatjuk, hogy a dolomitfel-



1. ábra



szín meghatározása nemcsak nagy vonalakban, hanem a felszín nagyobb méretű egyenetlenségeire vonatkozóan is eredményes, mert meghatározhatjuk a földtani szelvényben jelzett vetőt, sőt néhány bauxittároló többről is (l. 3. ábra). Hangsúlyoznunk kell, hogy a dolomitfelszín ilyen részletes nyomozása csak kis mélységben lehetséges.

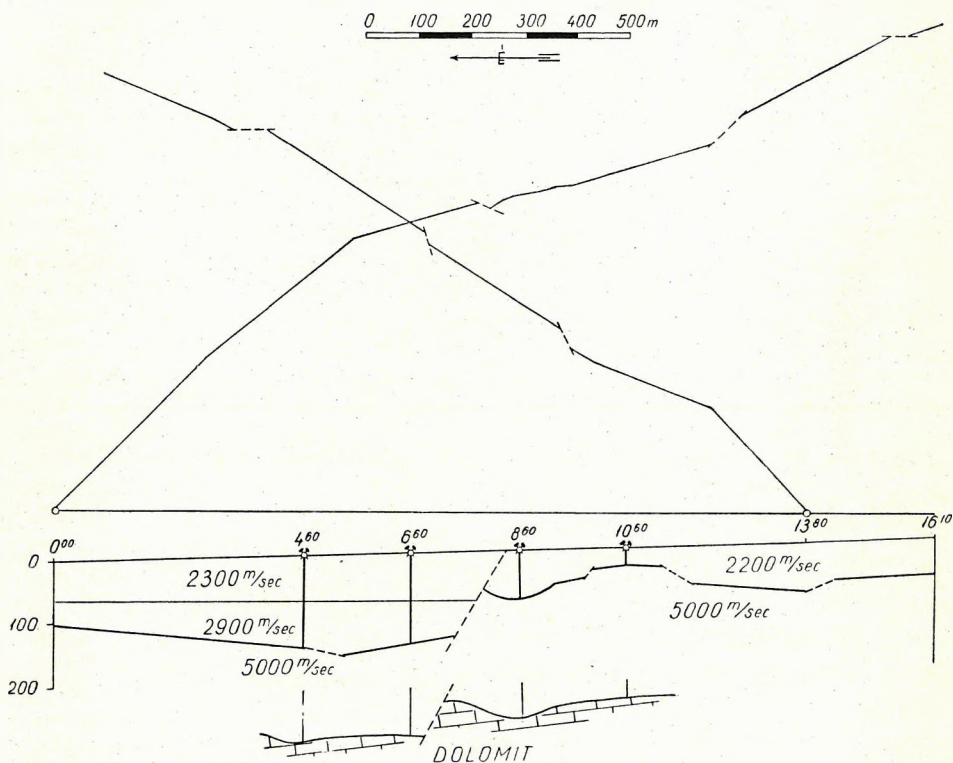
A többi szelvény részletezése a problémák azonosága miatt nem indokolt, de a területen végzett gravitációs mérések eredményeivel történő egybevetés céljából meg kell még említenünk a 4. vonalunkon végzett szeizmikus méréseket.

A bauxitbányászat szakemberei a tanulmányunk elején röviden megemlített gravitációs mérések eredményeinek ellenőrzése céljából a maximumokra kutatófúrásokat tűztek ki. A 4. szeizmikus vonal, egyrészt a dolomitfelszínre vonatkozó gravitációs és szeizmikus refrakciós mérési eredmények egybevetése céljából, másrészt az egyezés esetleges hiányában a maximumot előidéző más szerkezet kimutatása végett, egy gravitációs maximumon (22,0 mgal) halad keresztül, egy, az említett céllal telepített kutatófúrás közvetlen közelében.

A 4. vonal iránya ÉNy-DK. A mérések so-

rán 20 m-es szeizmométerközt alkalmaztunk. A szelvényt közbelső robbantópontokkal több szakaszra bontottuk (l. 4. ábra).

A kutatófúrásnál korábban befejezett refrakciós mérések eredménye nem erősítette meg azt a feltevést, hogy a maximumot emelt helyzetű dolomitrg idézi elő, viszont megadta a gravitációs maximumnak egy másik magyarázatát. A maximumot ugyanis nyilvánvalóan nem a dolomit



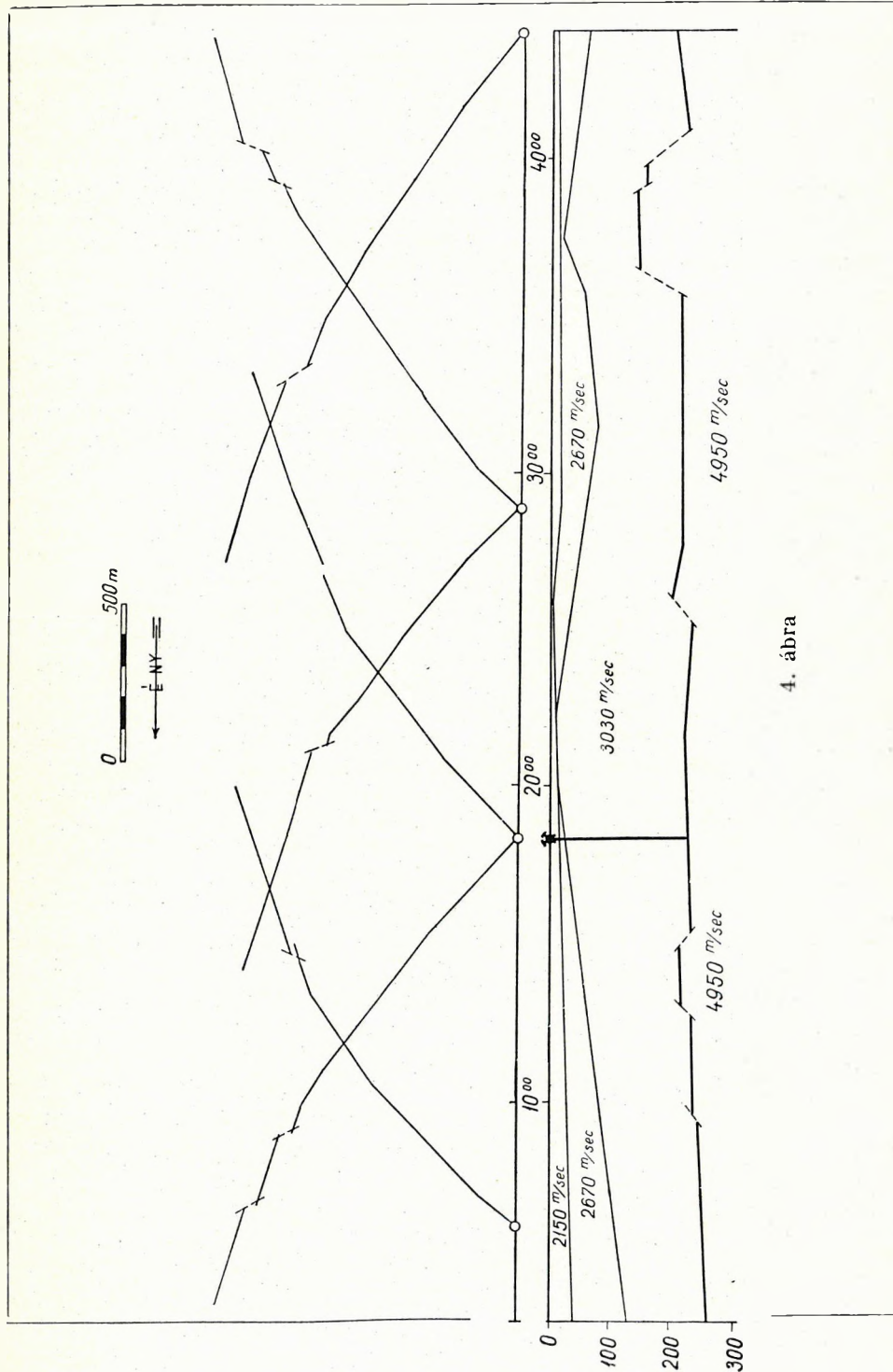
3. ábra

kiemelkedése, hanem a fedőösszletnek egy nagyobb terjedési sebesség-értékkel jellemezhető, feltehetően nagyobb sűrűségű tagjának helyi ki-vastagodása okozza.

A szeizmikus mérés a dolomit mélységét a fúrás helyén (a felszíntől számítva) 245 m-ben határozta meg; a később befejezett kutatófúrás a dolomitot 242 m mélységben ütötte meg.

* * *

Összefoglalva kísérleti méréseink eredményeit megállapíthatjuk, hogy a refrakciós szeizmikus mérés hazai viszonylatban sikerrel alkalmazható



4. ábra

a bauxitkutatás szerkezeti problémáinak megoldására vagy megkönnyítésére olyan területen, amelyen a bauxit fedője eocén üledékes kőzetekkel kezdődik. További kísérleteket kell végezni annak eldöntésére, hogy kréta vagy egyéb fedőjű területen is beválí-e ez a módszer a felső triász dolomit domborzatának a meghatározására.

Lerögzíthetjük továbbá, hogy az említett jellegű bauxitterületek kutatása során a gravitációs és a szeizmikus mérési módszerek együttes alkalmazása a mérések kiértékelését egyértelművé teszi, illetve, hogy a geofizikai kutatómódszereknek bauxitkutatásban történő alkalmazása esetén a szeizmikus módszer nélkülözhetetlen.

* * *

A szerzők őszinte köszönetüket fejezik ki a MASZOBAL Rt. szakembereinek azért a technikai és szellemi segítségért, amellyel a kutatómunkát elősegítették. Külön köszönet illeti Bárdossy György főgeológust, aki a kutatást elejétől végig figyelemmel kísérte, értékes észrevételeivel támogatta és megfelelően értékelte.

* * *

Ez a tanulmány a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet II/4. sz. szeizmikus csoportjának mérési területén készült. Munkatársak: Várkonyi Marianna és Grimm Lajos.

IRODALOM

1. VADÁSZ ELEMÉR: Bauxitföldtan. Akadémiai Kiadó Bp., 1951.
2. GILLIN, J. A. – SCHOCK – ALCOCK: An Application of Seismic Surveying to the Location of Bauxite in Arkansas. Geophysics, Vol. VII., No. 4., 1942.

TARTALOM

<i>Ádám Oszkár:</i> Egyes Dny-Dunántúli területek némaságának okai	3
<i>Haáz István Béla:</i> BMZ-mérések hőmérsékleti javítása	11
<i>Posgay Károly:</i> Erősen tagolt, töréses szerkezeteken végzett reflexiós szeizmikus mérések középhibája	15
<i>Posgay Károly:</i> A robbantási körülmények figyelembevétele sekélyszeizmikus méréseknél	25
<i>Sebestyén Károly:</i> Filtrációs potenciálok Velem környékén	39
<i>Sebestyén Károly:</i> Vizsgálatok néhány hazai kőszén kimutatására gerjesztett potenciál módszerrel	45
<i>Stegena Lajos és Járányi István:</i> Horizontális torziós szeizmométer	63
<i>Szénás György és Gereben László:</i> Szeizmikus refrakciós mérések alkalmazása a bauxitkutatásban	67

СОДЕРЖАНИЕ

<i>О. Адам:</i> Причины того явления, что на некоторых югозападных участках Транс-данубии нельзя получить отражения	3
<i>И. Б. Хааз:</i> Поправка за температуру при измерениях, выполненных геомагнитным измерительным прибором типа ВМЗ	11
<i>К. Пошгаи:</i> Средняя погрешность измерений по методу отраженных волн в случае сильно расчлененной, разбитой сбросами структуры	15
<i>К. Пошгаи:</i> Чет условий взрыва при выполнении инженерных сейсмических измерений	25
<i>К. Шебештен др.:</i> Фильтрационные потенциалы близ села Велем	39
<i>К. Шебештен др.:</i> Исследования по выделению каменных углей Трансданубии при помощи метода искусственно вызванных в скважинах потенциалов	45
<i>Л. Штегена и И. Ярани:</i> Горизонтальный крутильный сейсмометр	63
<i>Д. Сенаш и Л. Геребен:</i> О применении метода преломленных волн при разведке боксита	67

CONTENTS

<i>O. Ádám:</i> Causes of Non-Reflection of Some South-Western Transdanubian-Areas	3
<i>I. B. Haáz:</i> L'Effet de la Température dans les Mesures de BMZ	11
<i>K. Posgay:</i> Mean Error of Seismic Reflection Measurements in Case of Intensely Jointed Fault-Structures	15
<i>K. Posgay:</i> Consideration of Explosion Conditions in Shallow Seismic Measurements	25
<i>K. Sebestyén:</i> Filtration Potentials in the Vicinity of Velem	39
<i>K. Sebestyén:</i> Investigations for the Detection of our Transdanubian Lignite Deposits by Means of a Generated Potential Method in a Bore-Hole	45
<i>L. Stegena and J. Járányi:</i> Horizontal Torzion Seismometer	63
<i>Gy. Szénás and L. Gereben:</i> An Application of Seismic Refraction Method in Exploration for Bauxite	67